SHOUT
SHARE
IT

HARVARD UNIVERSITY

LIBRARY

OF THE

Museum of Comparative Zoology

CANCELLED

TOME 104 1967 Série B - N° 15

MUS. COMP. ZOOL. LIBRARY
JUL 28 1970
HARVARD UNIVERSITY

ACTES
DE LA
SOCIÉTÉ LINNÉENNE
DE BORDEAUX

FONDÉE LE 25 JUIN 1818
et reconnue comme établissement d'utilité publique
par Ordonnance Royale du 15 juin 1828

PHÉNOMÈNES DE DÉPOTS PHYSICO-CHIMIQUES DANS LE SUD-OUEST AQUITAIN (Hypothèse cryogénique)

PREMIÈRE PARTIE

En phase carbonatée : les veines de calcaire friable dites "Trufe pulvérulent" dans les "Molasses" du Bassin Aquitain au Nord de la Garonne

ETUDE PRÉLIMINAIRE

M. BOYÉ
Institut de Géographie
Faculté des Lettres de Bordeaux

M.-P. MOULINE
Laboratoire de Géologie Dynamique
Faculté des Sciences de Bordeaux

Cl. VIGUIER
Centre d'Hydrogéologie
Faculté des Sciences de Talence

Hôtel des Sociétés Savantes
71, Rue du Loup
BORDEAUX

TOME 104 1967 SÉRIE B - N° 15

ACTES DE LA SOCIÉTÉ LINNÉENNE DE BORDEAUX

SÉANCE DU 1er JUILLET 1967

Phénomènes de dépôts physico-chimiques dans le Sud-Ouest Aquitain

(Hypothèse cryogénique)

PREMIÈRE PARTIE *

En phase carbonatée : les veines de calcaire friable dites "Trufe pulvérulent" dans les "Molasses" du Bassin Aquitain au Nord de la Garonne

ÉTUDE PRÉLIMINAIRE

par M. BOYÉ [1], M.-P. MOULINE [2], Cl. VIGUIER [3]

Cette communication est le fruit du travail de toute une équipe de recherche réalisé en moins de neuf mois. Outre les signataires, deux étudiants de géographie ont participé à la prospection du terrain à l'occasion d'enquêtes pour des mémoires de diplômes d'études supérieures : J. Faux (canton de Lauzun, Lot-et-Garonne), S. Morin (canton de Castillon-la-Bataille, Gironde). M. Ringeade, paléontologiste au Laboratoire de géologie dynamique, a bien voulu nous montrer les gisements de calcaire friable qu'il a repérés au cours de ses propres recherches.

Les analyses sédimentologiques ont été exécutées en grande partie au Laboratoire de géographie et à celui de géologie dynamique par Mlle N. Gourdon, collaboratrice technique. Les moyens de ces deux laboratoires ont été combinés à l'initiative de l'un de nous, avec l'appui, l'encouragement et les conseils de M. le professeur Gottis, directeur du Laboratoire de géologie dynamique.

Les analyses par diffraction de rayons X sont dues à l'aimable collaboration de Mme Le Coustumer du Centre de géomorphologie du C.N.R.S. de Caen qui les a exécutées gracieusement, avec l'accord de M. le professeur Journaux, son directeur.

M. le professeur Enjalbert, directeur de l'Institut de géographie, nous a plusieurs fois accompagnés sur le terrain, nous livrant de son expérience de la géomorphologie du Bassin Aquitain.

---

* *La 2e partie de cette étude sera publiée ultérieurement et concerne des faits analogues en phase silicieuse.*

(1) Institut de géoraphie, Faculté des lettres, Bordeaux.
(2) Laboratoire de géologie dynamique, Faculté des sciences, Bordeaux.
(3) Centre d'hydrogéologie, Faculté des sciences, Talence.

Si le mérite d'avoir décelé l'importance du *trufe* dans la paléogéographie de l'Aquitaine revient à l'un de nous, en 1963, à l'occasion de ses recherches de thèse dans le Vaurais et le Castrais (Tarn), c'est M. P. Birot, professeur de géographie à la Faculté des lettres de Paris qui a le premier suggéré, en visitant les gisements de cette région qu'il connaît bien, une explication paléo-climatique du phénomène.

Enfin, c'est aux intuitions et aux enseignements de M. A. Cailleux, professeur de géologie à la Faculté des sciences de Paris et spécialiste des actions péri-glaciaires au Quaternaire que nous devons de nous être orientés vers une explication par effet du gel du sol.

Nous devons aussi remercier M^me^ A. Ehrlich qui nous a permis de comparer un certain nombre des résultats contenus dans son Etude sédimentologique des formations oligocènes du Bas-Quercy, aux nôtres.

A tous ceux qui nous ont ainsi aidés, nous exprimons une respectueuse et chaleureuse gratitude.

I - DÉFINITION

Justification étymologique.

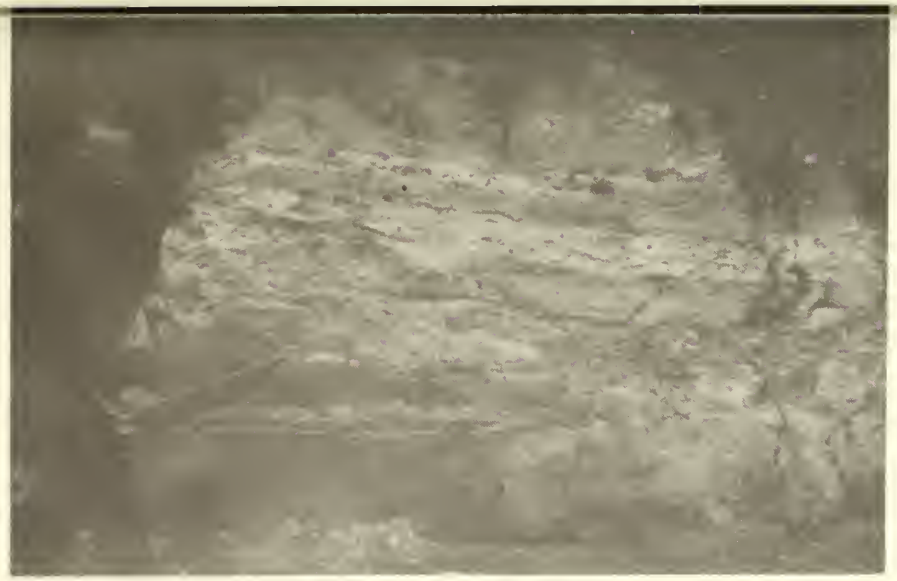
Le mot *Trufe* (m. s.) désigne d'une manière générale en pays gascon les tufs calcaires (Dictionnaire des sols, Cailleux et Plaisance, 1958). C'est une évidente altération de l'onomatopée prélatine *tofus* après qu'elle eut été transmise à la langue rurale du Sud-Ouest Aquitain. De toutes les variantes régionales du mot *tuf* en Europe occidentale, il ressort que seule la Langue d'Oc semble y avoir introduit la lettre « r ». On la retrouverait dans les mots *tram* ou *tramas* qui, dans le Sud-Ouest désigne une couche imperméable dure soit ferrugineuse, soit calcaire.

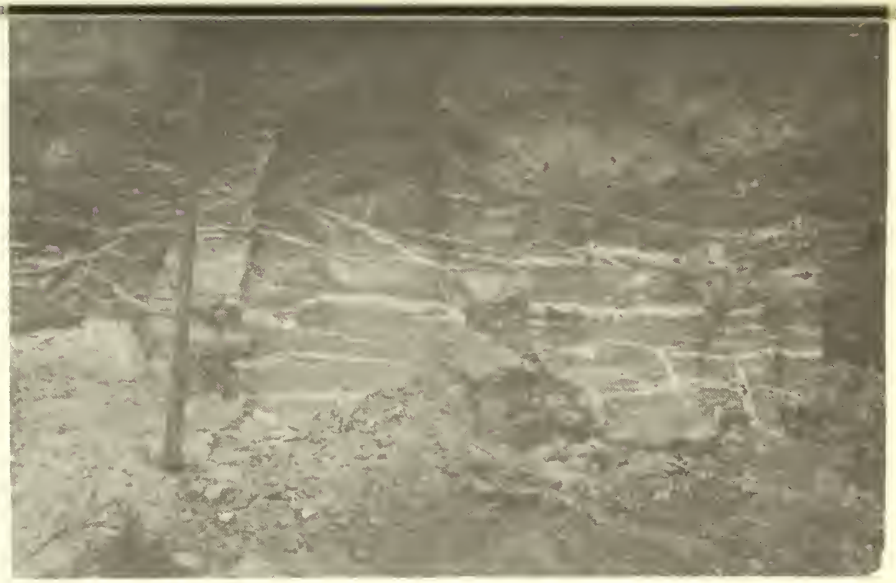
Dans les pays de *molasses*, au N de la Garonne, il existe essentiellement deux types de matériaux répondant à l'indication étymologique, c'est-à-dire, qui rendent un son étouffé sous le choe.

D'une part, se présentent, au sein de la sédimentation molassique et à ses divers étages du Bartonien et du Stampien, des bancs irréguliers en épaisseur et discontinus en extension, d'un grès calcaire, faeile à travailler mais assez cohérent pour être utilisé comme pierre de construction. Employé surtout pour les bâtiments d'exploitation encore de nos jours, il est entré aussi dans des édifices plus nobles, maisons seigneuriales du XIII[e] ou du XIV[e] siècle, par exemple au lieu-dit « Le Rat » (commune de Montignac-de-Lauzun, Lot-et-Garonne). C'est un grès arkosique de la « famille des molasses », souvent avec des stratifications entrecroisées de lentilles fluviatiles typiques, induré par un ciment calcaire où la calcite est pratiquement la seule forme de cristallisation des carbonates. Cette roche est très poreuse, ce qui assure le drainage, et facile à tailler, si bien que l'homme y a creusé des aménagements troglodytiques : ainsi, le chai de la ferme du « Rat » ou les *cluzeaux* très connus du Tarn, tels ceux de la ville fortifiée de Lautrec. Dans cette dernière région, cette roche est connue sous le nom de « pierre douce » tandis que dans le pays du Dropt moyen, les gens nomment ce grès, tantôt *Trufe*, tantôt *Tuf*. Cependant, c'est le second terme qui est le plus fréquemment employé, du moins de nos jours. Les patois des pays gascons plus méridionaux emploient le mot *Tuhou*.

D'autre part, dans les mêmes pays, se présentent, à peu de profondeur, sous le sol, des veines de calcaire friable. Sur les coupes, on voit que les racines de vignes vont rechercher ces veines pour s'y étaler, tandis que les racines de pins, par exemple, les transpercent. Certains cultivateurs du Pays de Lauzun s'en servent (lorsqu'ils peuvent en trouver) pour amender leurs sols de boulbène, légers et sableux, spécialement lorsqu'ils ont à pratiquer des semis délicats, ainsi pour le tabac (Ph. 1 et 2, pl. 1 - Raffet, commune d'Agnac). Ils désignent alors exclusivement par le *Trufe*, ce type de calcaire, alors que le *Tuf* consolidé est considéré comme gênant pour les labours.

Aussi, proposons-nous de réserver le terme de *Trufe pulvérulent* à ce type original de dépôt calcaire friable, par référence à son état physique à sec et afin d'éviter toute confusion.





1 et 2 : Aspects du *Trufe pulvérulent* à Raffet.
Les deux coupes sont orthogonales. La photo 1 montre, sur une coupe perpendiculaire au versant, les veines assez épaisses et parallèles à la topographie. La photo 2 met en évidence l'effilochement vers l'amont du versant, de ces veines, toujours parallèles à la topographie.

3 : Carrière de la Forêt, côté ouest. : veines régulières en épaisseur.

4 : Chemin de la ferme le Massée ; long versant en pente douce souligné par des veines de *trufe* irrégulières et anastomosées.

II. - DISPOSITIF GÉNÉRAL

I. — Subordination à une topographie.

Dans les pays de *molasses* du Bassin d'Aquitaine, au Nord de la Garonne, on peut observer des veines claires sur les fronts de carrière (pl. 1, ph. 3 : La Forêt, commune d'Agnac) ou sur les talus des chemins (pl. 1, ph. 4 : ferme le Massée, commune de Allemans-du-Dropt). Il s'agit d'un calcaire blanc ou grisâtre, parfois rosé, très léger, très poreux en même temps, très riche en eau, au point d'avoir été pris parfois pour une marne. Ces veines, en général anastomosées, courent en gros parallèlement à la topographie actuelle, parfois à une topographie fossilisée par coulée de solifluxion ; ainsi au lieu-dit « Belair » à la Sauvetat-du-Dropt (rive droite). Le réseau des veines principales, d'une épaisseur fréquente de 6 à 10 cm, parfois plus, 15 à 20 cm, comporte des veines secondaires de l'ordre centimétrique et de l'ordre millimétrique. Les veines se présentent habituellement en séries répétées jusqu'à une profondeur de 2 m, rarement plus, sous la topographie de référence. Çà et là, les labours remontent en surface ces calcaires ; ils donnent, dans les champs, des traînées blanchâtres qu'il faudrait se garder d'interpréter comme l'indice d'une strate calcaire sub-affleurante.

La plupart des coupes montrent que des veines majeures épousent les convexités de la topographie (pl. 2, ph. 5 et 6, Belsoleil, Tarn) ou plus rarement convergent pour donner des amas plus épais et compliqués, avec des effets de plissotements, voire de contorsion, ainsi à Soumailles (commune de Pardaillhan, Lot-et-Garonne). De telles convergences se font toujours vers un point haut de la topographie de détail.

En contrepartie, l'un des caractères frappants des veines de calcaire est leur indépendance par rapport aux structures sédimentaires de la *molasse*. Pour plus de 100 affleurements connus, dont 35 étudiés depuis le Saint-Emilionnais en Gironde jusqu'au Castrais, dans le Tarn, en passant par l'Entre-Deux-Mers et l'Agenais, l'observation indique que les veines ne sont jamais interstratifiées dans les *molasses*, quels que soient leurs âges. Certes, il arrive que les veines secondaires, surtout celles de l'ordre millimétrique qui partent d'une veine principale, suivent les indications mineures de la structure, par exemple, lorsque dans une stratification entrecroisée (ex. La Forêt, Agnac), une séquence vient en biseau sur celle qui est parcourue par la veine principale.

Mais, on constate aussi, souvent, que ces veines recoupent des dispositifs synsédimentaires de la *molasse*, par exemple des effets de ravinements avec chenaux soulignés par des lits argilo-marneux. Ces lits sont parfois blanchâtres eux-mêmes : alors, le risque de confusion est grand si par cas, leur épaisseur est voisine de celle des veines de *trufe*. Cependant, ces lits sont d'autres fois bleuâtres ou verdâtres et le plus souvent, franchement jaunes.

Une attaque sommaire à l'acide chlorhydrique montre qu'il s'agit bien d'une argile trois à quatre fois moins riche en carbonates que le matériau des veines. Plusieurs de ces lits révèlent leur caractère détritique, car aussi bien, ils peuvent ne se distinguer de la *molasse* encaissante que par une granulométrie plus grossière, signe d'une augmentation de la compétence des fluides transporteurs. Mais alors au milieu des sables, par exemple, à Moutic (commune de Saint-Jean-de-Blaignac, Gironde), les argiles jaunes sont représentées par des galets mous,

aplatis, jalonnant bien, même lorsqu'ils sont isolés, la forme du chenal. Il est par ailleurs remarquable que les gisements de faune de Mammifères tertiaires étudiés par M. RINGEADE, soient souvent liés à des accidents de ce genre dans la sédimentation molassique. Ainsi distingue-t-on aisément entre de tels lits alluviaux et les veines de *trufe pulvérulent*.

II. — Relation avec les textures et cas anormaux.

Un autre cas singulièrement démonstratif est donné par le talus d'un chemin descendant avec une pente sensible vers la ferme « Le Page » (commune de Saint-Germain, Tarn, fig. 1). Il s'agit d'un affleurement de l'assise inférieure du Poudingue de Puylaurens (Bartonien) où les lits de galets sont mêlés de lentilles de *molasse* dite « Molasse de Blan » donnant un matériel hétérogène. Sur la coupe, on remarque deux grands paquets et quelques petits, d'une argile finement sableuse brun-jaune, emballés dans le poudingue. Ce sont (vraisemblablement) des morceaux de berge éboulés dans un chenal.

Des veines de *trufe pulvérulent* courent, en gros parallèlement à la topographie, sous un sol actuel de 30 à 40 cm d'épaisseur (qui semble fossiliser une surface d'érosion). Plus en aval, sur le chemin, ce sol passe à une coulée de solifluxion où sont inclus des galets en provenance des « Poudingues de Puylaurens ». Ces galets « relèvent du nez » par rapport à la pente. On notera sur le croquis, l'allure arquée de certaines veines ; mais surtout, on constate qu'à l'amont des paquets d'argile, les veines principales ont de 10 à 12 cm d'épaisseur. En pénétrant dans

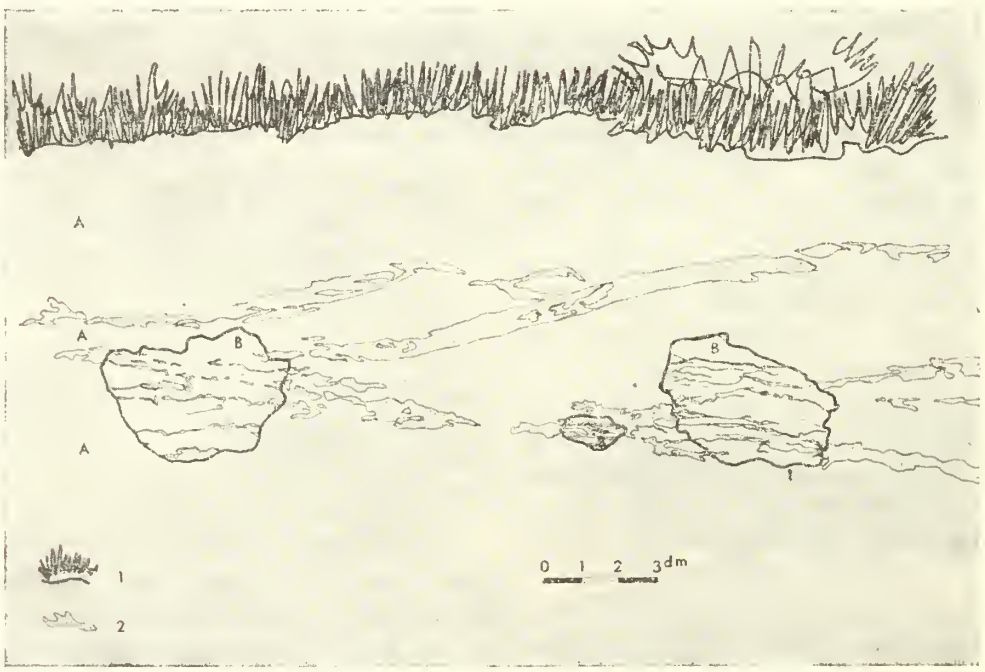


Fig. n° 1. — Ferme du Page (commune de Saint-Germain, Tarn)
Vue de morceaux de berge (B) emportés par flottaison dans un poudingue à ciment molassique (A). On voit les veines de *trufe pulvérulent* (2) décimétriques dans le conglomérat venir buter contre le bloc de molasse argileuse ; elles se divisent alors en de nombreuses veinules millimétriques pour traverser ce faciès, puis, à la sortie, se regroupent en veines décimétriques.

(1) Sol actuel.

Photographies 5 et 6

A Belsoleil, commune de Puylaurens (Tarn), on peut observer nettement la disposition du *trufe pulvérulent*, par rapport à celle de la topographie. De plus, sur la photographie 6, on observe une coulée de solifluxion ancienne recoupant les veines de *Trufe* montrant ainsi que la genèse de ce *trufe* est antérieure à la mise en place de la coulée. Les matériaux de cette coulée sont particulièrement intéressants ; ils ont pour origine les poudingues de Puylaurens qui, topographiquement, les dominent. Lorsque l'on sait que ces poudingues sont à ciment calcaire et riches en éléments calcaires et que l'on constate que les coulées qui en sont issues ne contiennent plus que les éléments siliceux, on est obligé d'admettre l'ancienneté de telles coulées.

le matériau argileux, les dimensions des veines tombent dans l'ordre millimétrique et elles se multiplient, donnant l'image d'une sorte de diffusion relative à la variation brusque des paramètres granulométriques. En effet, à la sortie aval du paquet d'argile, les veines millimétriques paraissent se rassembler pour constituer une veine principale de même épaisseur que celle à l'amont du paquet et dans son prolongement.

L'explication n'apparaît pas encore clairement ; peut-être s'agit-il de faits liés à des phénomènes de porosité différentielle, sur lesquels une étude plus systématique est encore en cours. Mais d'ores et déjà, on peut observer à vue, en certains gisements, par exemple à Massels (Lot-et-Garonne) des formes de diffraction des veines de calcaire, lorsqu'un milieu d'une certaine porosité jouxte un milieu de porosité manifestement différente. En ce cas, il existe des veines verticales ou très obliques par rapport à la topographie de référence (fig. 2). De telles veines, sans changer notablement d'épaisseur, vont toujours d'une veine à une autre qui lui est parallèle. Elles ne remontent jamais jusqu'à la surface du sol. Ainsi, les distingue-t-on des racines d'arbres gainées de calcite, qui pourraient être une source de confusion lorsque la racine a disparu et que les eaux d'infiltration ont remanié les carbonates de la gaine. De telles veines subverticales sont d'ailleurs plutôt rares.

Enfin, chaque fois que des veines de calcaire friable ont été relevées dans des positions aberrantes, ou bien se trouvaient tronquées par la topographie actuelle, il s'agissait de figures appartenant à des blocs de *molasse* de plusieurs mètres cubes, voire de quelques dizaines de mètres cubes, déplacés parce que inclus dans des coulées de solifluxion de vastes dimensions affectant tout un versant. Un exemple spectaculaire se trouve à Rouyre (commune de Penne-d'Agenais, Lot-et-Garonne) où l'on peut voir de part et d'autre d'une vaste loupe de *molasse argileuse* des blocs de ce genre. Dans le paysage, il y a plusieurs de ces loupes, avec à l'amont, des niches de décollement formant aujourd'hui des têtes de vallons en amphithéâtre.

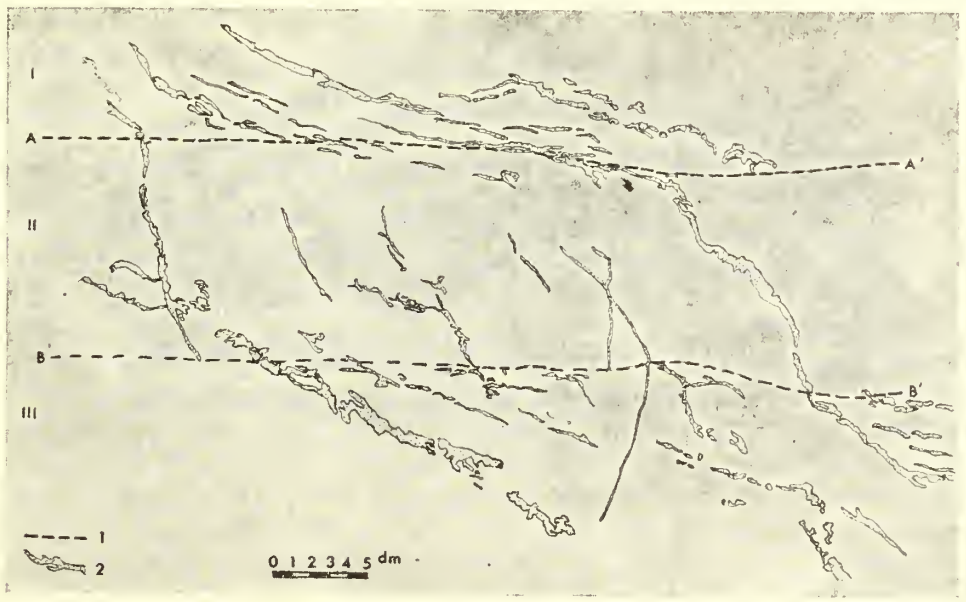


Fig. 2. — Massels (Lot-et-Garonne.
Cette figure montre la diffraction du *trufe pulvérulent* aux passages de bancs de porosités différentes.

1. Limite des couches.
2. Veines de *trufe pulvérulent.*

III. — Convergence de formes entre veines de « calcaire pulvérulent » et veines de glace dans les sols gelés.

La disposition normale des veines de calcaire sur le terrain, à peu de profondeur sous une topographie, et les figures que ces veines dessinent dans la *molasse*, en particulier les faits de convergence vers les points hauts ou les convexités de la topographie, évoquent étrangement ce que l'un de nous a vu dans les pays arctiques ou la haute montagne (Boye, 1950 et 1952). Par analogie avec les formes de lentilles et de veines de glace dans les sols gelés, l'idée ne pouvait manquer de s'insinuer qu'il y avait intervention d'un effet de gel du sol dans la formation du calcaire.

Si l'on désire des témoignages moins subjectifs, on se reportera à l'ouvrage de cryopédologie de A. Cailleux et C. Taylor (1954) et au traité de glaciologie de L. Lliboutry (t. II, chap. xxii, 1964). En tous cas, la ségrégation de la glace en pseudo-strates dans le sol est un fait connu, sinon parfaitement expliqué. Plusieurs chercheurs en ont obtenu expérimentalement et ont montré les déformations qui en résultaient pour les différentes couches de matériaux meubles humides soumis à des alternances de gel et de dégel. Pour comparaison, nous reproduisons une figure extraite d'une publication de A. Pissart (1966) à propos de ses recherches sur la genèse des sols polygonaux (fig. 3). Les bandes alternativement noires et blanches, correspondent à des couches de limon alternativement colorées ou non aux fins de repérage. On voit, au cœur du dispositif surtout, un bombement général et des déformations de détail. Pour l'instant, nous ne proposons cette comparaison que pour l'analogie des formes de bandes obtenues avec celles des veines de *trufe*. Retenons seulement que pour obtenir ce résultat, l'expérience comportait que le gel pénétrât à la fois par le haut et par les parois du récipient qui contenait les limons.

Les analyses physiques et chimiques qui suivent fournissent une argumentation assez nouvelle à cet égard.

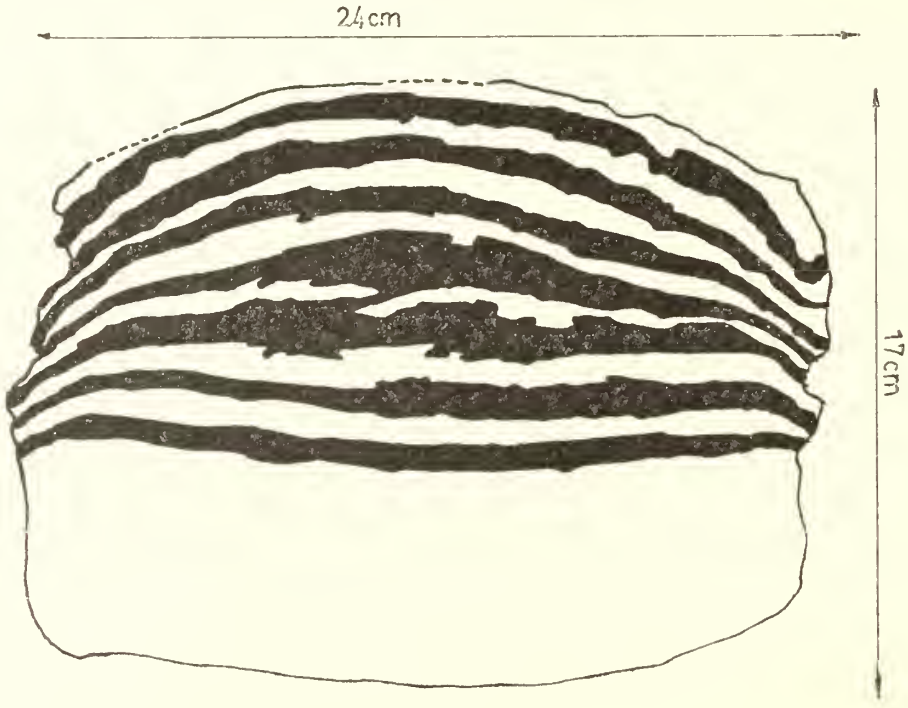


Fig. 3.

D'après A. Pissart (1966) : Structure interne des couches de limon après des alternances de gel et de dégel. Avant l'expérience, la surface du sol était horizontale et les couches de différentes couleurs, d'épaisseur constante.

III. - ETUDE ANALYTIQUE DE DIVERS ECHANTILLONS

I. — Composition minéralogique

Les veines de *truie pulvérulent* sont constituées d'un matériel carbonaté blanchâtre représentant entre 45 % et 61 % du poids de l'échantillon brut. Il s'y ajoute une fraction sableuse de 9,5 à 18 % de composition minéralogique apparentée aux *molasses* encaissantes, ainsi qu'une proportion faible, entre 2 % et 10 %, de particules fines inférieures à 40 microns.

Le complément en poids correspond à une forte teneur en eau (perte en eau à 110° : de 20 % à 37 %) qui explique le caractère fréquemment thixotropique de ce matériau lorsqu'on le malaxe. Il évoque alors le *mondmilch*. Deux échantillons font exception : Rauzan (8,5 %), Raffet (9,24 %), mais ils ont été prélevés dans des conditions anormales de forte insolation.

L'eau étant éliminée, les carbonates représentent donc de 67 % à 85 % du poids sec.

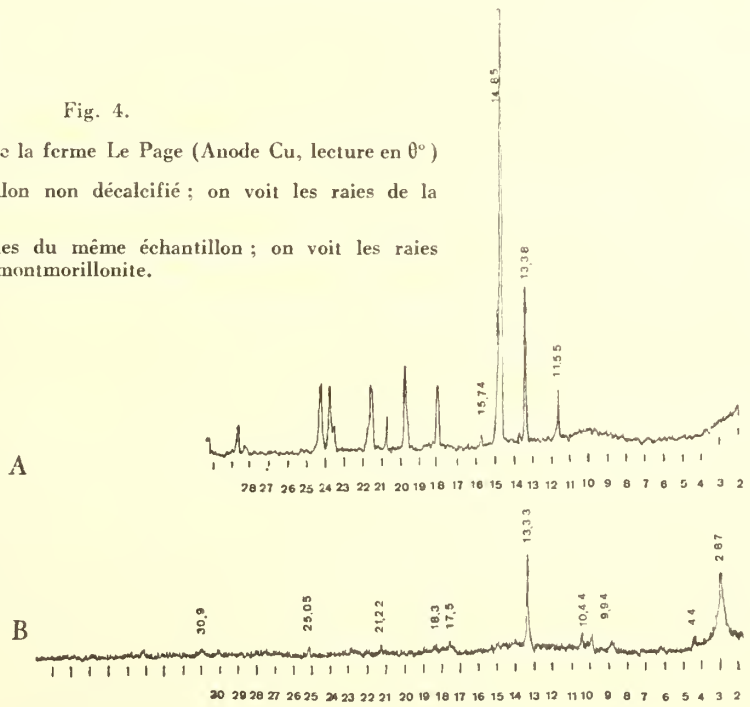
Une analyse diffractométrique aux Rayons X [1] réalisée sur un échantillon de matériau séché (ferme le Page, commune de St-Germain, Tarn) révèle effectivement la présence de calcite bien cristallisée (fig. 4 a), d'un peu de quartz et d'une argile. Ces deux derniers n'apparaissent nettement que sur le diffractogramme du même échantillon décalcifié (fig. 4 b).

Fig. 4.

Etude aux RX du truie de la ferme Le Page (Anode Cu, lecture en θ°)

— Analyse A : échantillon non décalcifié ; on voit les raies de la calcite et du quartz.

— Analyse B : insolubles du même échantillon ; on voit les raies du quartz et de la montmorillonite.



(1) Nous remercions vivement M^lle^ Yvette Bouillaud et son équipe du Laboratoire de minéralogie de M. le professeur Gay qui a bien voulu se charger de ce travail.

TABLEAU I.

TRUFE ET MOLASSES ENCAISSANTES - Compositions comparées

(Valeurs en % du poids total)

	COMMUNES (lieux dits)	FRONSADAIS-BORDELAIS					PERIGORD-AGENAIS						CASTRAIS			
		Saint-Hippolyte	Le Moutic (commune de Saint-Jean-de-Blaignac)	Parsac 1	Parsac 2	Rauzan	Raffet (commune d'Agnac)	Miramont (sortie) Dourdenne	La Forêt 1 (commune d'Agnac)	La Forêt 2 (commune d'Agnac)	Le Massée, terrier fossile (commune d'Allemans-du-Dropt)	Le Massée (commune d'Allemans-du-Dropt)	Belsoleil 1 (Puylaurens, Tarn)	Belsoleil 2 (Puylaurens, Tarn)	Le Page (Saint-Germain, Tarn)	Montplaisir (Puylaurens, Tarn)
Molasse	Fraction sable ...	77,7	90,24	90,3	77,4	92,45		75,53	83,26	82,80	49,7	58,6				
	Fraction fine	19,9	2,63	3,5	14,7	6,85		11,73	9,17	8,10	11,2	8,4				
	Perte en eau ..	2,4	7,7	1,47	12,2			12,33	3,80	8,97		3,41				
	Carbonates et solubles										39	29,59 30				
	pH	8,4	8,8	8,56	8,6	7,95		9,70	8,1	8,25		8,37				
Trufe pulv.	Fraction sable ...	9,36	16,4	14,5	14,8	16,4	12,6		14,3			13,52	13,5	12,87	14,97	18,18
	Fraction fine	2,04	2,65	3,9	4,3	4,5	5,1		3,70			5,08	5,0	4,47	9,25	5,56
	Perte en eau ..	27,2	20,2	27,7	21,7	8,5	9,24		37,1			25,3	27,7	31,24	18,46	28,16
	Carbonates et solubles	49,96	60,7	53,9	59,8	70,6	73,1		44,9			56,2	53,8	51,42	57,32	48,1
	pH	8,8	8,65	8,7	8,6	8,29	8,70		8,35			8,39	8,85	8,6	8,55	8,30
	Carbonates en % du poids sec ..	68,66	76,05	74,6	75,84	77	81		85			75,2	74	74,78	70,27	66,85

contaminé

TABLEAU II - DIFFRACTOGRAMMES

Origine des échantillons	raies et intensités				Espèces de cristaux
	Naturel	Glycolé	Chauffé 520° 1 heure	Traitement particulier Mg Cl_2 + glycol	
Trufe de la « Molasse de l'Agenais » (La Forêt)	14,7 AF 3,83 AF 3,02 FFF	16,6 AF	9,6 f 3,83 3,02	16,6 M	Montmorillonite Calcite
Trufe de la « Molasse de Puylaurens » (Belsoleil)	14,7 m 3,83 AF 3,02 FFF	16,3 m	9,8 f 3,83 3,02	16,6 AF	Montmorillonite Calcite
Trufe de la « Molasse de Blan » (Le Page)	14,7 AF 4,26 f 3,83 M 3,32 f 3,02 TF	16,3 AF	9,8 f 3,83 3,32 3,02	16,4 AF	Montmorillonite Calcite Quartz (traces)
Trufe de la « Molasse du Fronsadais » (Saint-Hyppolite)	14,7 M 3,83 M 3,32 m 3,02 FFF	16,6 M	9,9 f 3,83 3,02	16,3 M	Montmorillonite Calcite Quartz
Trufe de la « Molasse du Fronsadais » (Le Moutic)	Vers 14 massif 3,83 AF 3,32 f 3,02 FFF	16,3 m	 3,83 3,32 3,02	16,6 M	Argile mal cristallisée Type montmorillonite Calcite Quartz (traces)
Trufe de la « Molasse du Fronsadais (base) » (Parsac)	15,2 m large 3,83 AF 3,32 f 3,02 TF	16,6 m	9,9 3,83 3,32 3,02	16,6 large	Montmorillonite Calcite Quartz (traces)

Un tel résultat a été vérifié par six autres diffractométries réalisées au Centre de géomorphologie du C.N.R.S. de Caen sur 10 g de chaque échantillon dispersé simplement par agitation ; seule, la fraction inférieure à 2 microns ayant été analysée (appareil C.G.R. Théta 60 avec tube de Cu et monochromateur).

L'argile, dans tous les cas, est une montmorillonite parfois mal cristallisée (tableau II).

Le tableau II montre donc une remarquable identité de composition minéralogique des échantillons représentatifs des principales *molasses* du Bartonien au Stampien, depuis le Castrais jusqu'à l'Entre-Deux-Mers, soit sur une distance de 230 km à vol d'oiseau. Il en va de même de la composition chimique comme on peut le lire sur le tableau III.

TABLEAU III. — ANALYSES CHIMIQUES.

	Belsoleil	Le Page	La Forêt	Le Moutic
	%	%	%	%
Matière organique ...		0.7		
Calcaire total	69.5	76	67,5	56.6
pH (eau)	8.7	8,65	8.75	8,80
Pour mille d'échantillon sec				
Azote total	0,24	0,32	0.17	0,17
Carbone	4	4,2	3,6	2,6
Potassium	0,010	0,020	0,005	0,010
Sodium	0,058	0,023	0,016	0,017
Calcium	5,217	4,982	4,747	4,371
Magnésium	0,063	0,063	0,025	0,066
Acide phosphorique ..	0,023	0,025	0,029	0,015

Il en découle que la formation du *trufe* est un phénomène régional indépendant de la stratigraphie et par conséquent lié, selon toute vraisemblance, à une certaine ambiance climatique.

II. — Granulométrie.

L'observation sur le terrain des veines de *trufe* nous a déjà permis de constater des anomalies de deux types (cf. p. 8 et 9) :

— Amincissement latéral par passage dans un milieu de granulométrie manifestement différente. C'est le cas à la ferme Le Page déjà citée, où le *trufe pulvérulent* passe du « Poudingue de Puylaurens » dans un morceau de berge arraché à une *molasse* plus argileuse et plus fine, en accusant une perte d'épaisseur visible (fig. 1).

— Apparition du phénomène de « réfraction » dans le sens vertical quand une veine de plus fort pendage que la stratigraphie rencontre une passée de granulométrie différente. Exemple de Massels déjà cité (fig. 2).

Par suite, il nous a paru intéressant de rapprocher les épaisseurs des veines de calcaire de la granulométrie du sédiment encaissant (fig. 5). Les quatre études que nous résumons dans le tableau IV synthétisent les résultats trouvés pour une dizaine d'analyses.

Les échantillons étudiés restent dans la catégorie des sables fins à moyens.

Encore que le nombre restreint d'analyses incline à la plus grande prudence, il semble que l'on puisse dégager de ces documents deux indications qui doivent être considérées surtout comme des hypothèses de travail en attendant les résultats d'une étude systématique en cours.

Tout d'abord, il semblerait, sans beaucoup de netteté, il convient de le dire, que l'épaisseur des veines croisse en général avec la dimension de la médiane : par exemple pour une valeur de la médiane granulométrique, à Moutic, double de celle de Miramont, l'épaisseur minimale relevée à Moutic correspond au maximum trouvé à Miramont où n'existent pas de veines de l'ordre décimétrique. Mais il faut remarquer que la teneur en argile à Moutic n'atteint que le quart de la teneur mesurée à Miramont (cf. tableau IV).

Ensuite et avec peut-être plus de netteté, cette épaisseur des veines serait liée au degré de classement. Ainsi, pour des domaines de dimensions de la médiane assez proches : La Forêt 2 (0,176 mm), Miramont (0,180 mm) et Le Moutic (0.351 mm), La Forêt 1 (0,310 mm), les veines les plus régulières

TABLEAU IV - GRANULOMÉTRIE DES MOLASSES ET EPAISSEUR DES VEINES DE TRUFE

	Le Moutic	La Forêt 1	La Forêt 2	Miramont
Médiane en mm	0,351	0,210	0,176	0,130
Q d phi en unités phi	0,38	0,55	0,22	0,45
Hétérométrie en unités phi	0,35	0,53	0,22	0,38
Faciès	parabolique proche du logarithmique	parabolique	logarithmique	parabolique
Epaisseur en mm des veines de « trufe »	40 à 200	110 ; 50 ; 5 ; 55 ; 12 ; 15	110 ; 60 ; 90 ; 20 ; 35 ; 50 ; 20 ; 35 ; 35.	40 ; 12 ; 10 ; 10 ; 7 ; 5 ; 3 ; 10 ; 7.
Ordre de grandeur des veines (*) ..	10 100	1 10 100	10 100	1 10
Teneur en argile	2,63 %	9,17 %	8,10 %	11,73 %

(*) Le chiffre 1 indique la présence de veines d'ordre millimétrique ; 10 d'ordre centimétri que et 100 d'ordre décimétrique.

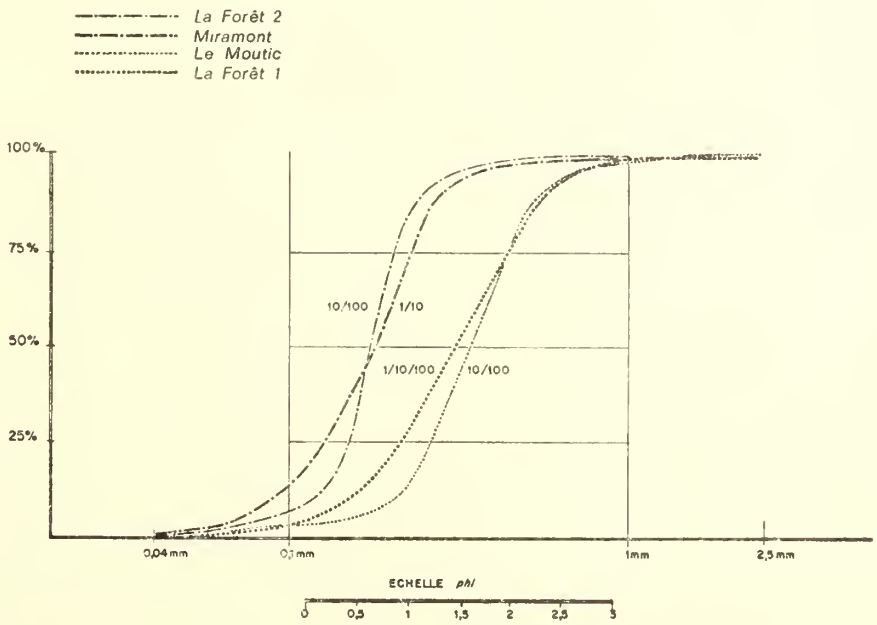


Fig. 5.

Courbes granulométriques de divers échantillons provenant de la région entre Dropt et Dordogne

en épaisseur correspondent aux plus faibles valeurs de l'indice d'hétérométrie. Dans les deux premiers exemples, les teneurs en argile sont très voisines. Par exemple, à La Forêt 2 (méd. 0,176 mm - He : 0,22) les veines non seulement sont plus régulières en épaisseur qu'à La Forêt 1 (méd. 0.310 mm - He : 0,53) mais aussi se présentent en un rythme plus régulier de veines parallèles entre elles, alors que les teneurs en argile sont très proches ici encore.

III. — Etude morphoscopique des grains de quartz

L'étude morphoscopique de la fraction sableuse de treize échantillons pris sans choix particulier, sauf à illustrer ce qui se produit dans trois des principaux secteurs géographiques prospectés (tableau V) met en évidence les différences sensibles entre les caractères des quartz contenus dans le *trufe* et ceux des *molasses* encaissantes.

A l'occasion, les principaux minéraux autres que quartz et feldspaths (très abondants) ont été notés après détermination optique, tout au moins pour des dimensions supérieures à 200 microns. Aux diamètres inférieurs, ils sont beaucoup plus abondants mais n'ont pas été étudiés. D'une manière générale, ces minéraux sont de dimensions inférieures à 500-600 microns sauf, en certains cas, les plaquettes de muscovite et ils sont souvent cassés ou éclatés. Les biotites, le plus souvent altérées (mordorisées) et déchiquetées, apparaissent même parfois pulvérisées, notamment à Parsac 1 où le calcaire a été pris dans une coulée de solifluxion.

En ce qui concerne les quartz, on peut dire qu'ils sont tous et à toutes les dimensions, anguleux-brillants, c'est-à-dire « non usés » de la nomenclature de A. Cailleux. Les pourcentages donnés sont, par suite, la synthèse pour chaque échantillon de trois analyses aux diamètres 0,2-0,3 mm, 0,5-0,6 et 1 mm.

En fait, les comptages de formes et d'états de surface combinés n'ont rien donné de classique sauf pour trois échantillons de *molasse* (Moutie, La Forêt 1 et 2). Cependant aux dimensions supérieures à 0,5 mm, on voit, dans cinq échantillons, des grains avec des surfaces partiellement picotées et pour deux d'entre eux, des restes de surfaces qui ont été émoussées-luisantes (symbole L), mais tous ces grains ont été recassés.

Si bien que nous avons été conduits à distinguer quelques types de cassures, souvent superposées sur le grain, mais d'une telle originalité qu'elles méritaient examen parce qu'alors apparaît une distinction nette entre *molasse* et *trufe pulvérulent*.

Dans les *molasses*, c'est la cassure conchoïdale qui domine ; un même grain en montre plusieurs et fréquemment le grain apparaît réduit à un nucleüs qui aurait été abattu sur toutes ses faces, comme les silex des industries lithiques à une toute autre échelle. Ces nuclei montrent en outre des fentes plus ou moins radiales, ce qui nous a rappelé les travaux de J. Dylik et T. Klatka (1952) sur l'action du gel sur les grains de quartz. Certains échantillons (Parsac 1 et 2, par exemple) qui ont été soumis à solifluxion présentent des grains à surfaces craquelées, qui évoquent les gélivures des roches très sensibles au gel. Par contre, les débris de concassage et les éclats en lames sont rares. Nous ne connaissons dans des alluvions de la région qu'un cas analogue : c'est au Barp, en Gironde, sous le sable des Landes, un gravier argilo-sableux déformé par des fentes en coin.

Le tableau V indique que les cassures conchoïdales sont moins fréquentes dans les grains de quartz inclus dans le calcaire des veines. Par contre, les éclats en lames, étonnamment fines pour que la confusion possible avec du mica blanc ait dû être levée par détermination en lumière polarisée, sont très fréquents. Enfin, les débris de concassage (diamètres inférieurs à 200 microns) sont extrêmement abondants dans 60 % des cas et ceci est vrai même lorsque tel échantillon de *trufe pulvérulent* correspond à une molasse encaissante de médiane granulométrique de l'ordre de 200 à 250 microns. D'ailleurs, quelle que soit la médiane granulométrique de la *molasse*, la médiane apparente du *trufe* correspondant (non mesurée car la fraction sable dans le calcaire n'atteint jamais 20 % en poids) est toujours plus petite. Ces débris sont eux-mêmes extrêmement aigus avec souvent des pointes qui n'auraient pas résisté au moindre transport. Certains apparaissent déchiquetés.

TABLEAU V - MORPHOSCOPIES DES GRAINS DE QUARTZ (toutes dimensions)

	COMMUNES (lieux dits)	CASTILLONNAIS				PAYS DU DROPT MOYEN						CASTRAIS		
		Saint-Hyppolite	Saint-Jean-de-Blaignac (Moutic)	Parsac 1	Parsac 2	Agnac (Ruffet)	Miramont	Agnac (La Forêt 1)	Agnac (La Forêt 2)	Allemans-du-Dropt (Le Massée, ter.)	Allemans-du-Dropt (Le Massée, mol)	Puylaurens (Belsoleil 2)	Puylaurens (Montplaisir)	Puylaurens (Belsoleil 1)
MOLASSES	Non-usés	100 %	88 %	100 %	100 %	100 %	100 %	99 %	98 %	100 %	100 %	100 %		
	Subanguleux	L	12 %					1 % L	1 %					
	Picotés		+						1 %			+		
	Cassures conchoïdales	▓	▓	▓			+	▒			▓	▓		
	Nucléï éclatés				▓	▓				▒	+	▓		
	Craquelures			▓	▓			+						
	Débris de concassage						▓			+				
	Néoformation								Pyr.					
	Autres minéraux notés	Biot. A Musc. Epid.	Biot. A Musc. Op.	Biot. A Tour.	Biot. A Sill. A	—	—	Biot. A Musc.	Biot. A Musc.	—	+	—		
TRUFES	Non usés	100 %	100 %	100 %	100 %	100 %	100 %	100 %			100 %	100 %	100 %	100 %
	Subanguleux													
	Picotés													+
	Cassures conchoïdales											▓	▓	▓
	Nucléï éclatés					▓	+				▒		▓	▒
	Craquelures				▒	▓		▒			▓	▓		▓
	Débris de concassage	▒	▒	▒		▒	▒	▒			▒			
	Néoformation							Pyr.			Pyr.	Pyr.		Pyr.
	Autres minéraux notés	Biot. Musc.	Biot. A Musc. Op.	Biot. P	Musc. ou Biot. A	Biot. A Musc.	—	Biot. A Musc. A Tour. Divers			+	Biot. A Epid. Zircon	Biot. A	Biot. A Op.

LÈGENDE

QUANTITES

— non étudiée

\+ faible

▓ notable

▒ importante

▓ abondante

▒ très abondantes

SYMBOLES LETTRES

L Traces d'émoussé luisant partiellement conservées.

A Altéré

P Pulvérisé

MINERAUX

Biot. Biotite

Musc. Muscovite

Sill. Sillimanite

Epid. Epidote

Tour. Tourmaline

Op. Opaques

Pyr. Quartz bi-pyramidé

En d'autres termes, les grains de quartz des veines de *trufe pulvérulent* portent la marque d'un fractionnement d'une extraordinaire intensité qui, à notre sens, ne peut pas s'expliquer par simple effet de choc, ni même par effet d'éclatement thermoclastique. Il s'agit bien d'effets qui ont affecté chaque grain comme s'il avait été pris isolément. Le gel, au sein d'une solution assez dense pour porter des grains et qui prend en glace, pourrait vraisemblablement donner un tel résultat (Bryan, 1946; Dylick et Klatka, 1952).

Ajoutons un détail curieux et peut-être significatif. Dans quatre cas, on a observé des prismes hexagonaux bi-pyramidés de quartz qui appellent une néo-formation :

— La Forêt 1, Trufe de la « Molasse de l'Agenais » ;

— Le Massée, Trufe de la « Molasse du Fronsadais » ;

— Belsoleil, Trufe de la « Molasse de Puylaurens » (Stampien) ;

— Le Page, Trufe dans le « Poudingue de Puylaurens » (Bartonien).

Quand on sait que les pH du *trufe pulvérulent* mesurés de nos jours, se tiennent entre 8,29 et 8,85, on peut penser que les caractères de pH basique au moment où les solutions de carbonates circulaient encore à l'état liquide, étaient favorables à une certaine dissolution de la silice, qui aurait recristallisé ultérieurement. Le même phénomène a pu se produire au sein des *molasses ;* le cas de La Forêt 2 le prouverait, mais il est le seul.

En tous cas, l'échantillon du *trufe* de Belsoleil a livré non seulement un prisme isolé (L. = 260 microns) mais encore un buisson de prismes (le plus long = 100 microns) parfaitement conservé malgré sa fragilité, comme s'il avait résisté au fractionnement général des autres quartz. Se serait-il donc formé après le gel envisagé ? Quant à la cristallisation de la calcite qui forme l'essentiel du calcaire, à quel moment peut-on la situer ?

IV. - INTERPRÉTATION CRYOGÉNIQUE

En résumé, le *trufe pulvérulent* se présente sous forme de veines essentiellement formées de calcite, bien cristallisée, d'épaisseur pouvant aller du millimètre à quelques décimètres. Il n'est jamais interstratifié mais semble suivre une topographie à peine plus accusée que l'actuelle.

La première explication possible qui vient à l'esprit est un enrichissement de type pédologique.

Deux constatations tendraient à s'y opposer : D'une part, le phénomène se répète plusieurs fois sur une même verticale et sur une faible hauteur ; d'autre part, on ne voit ni zone de lessivage au-dessus des veines étudiées, ni concentrations illuviales en hydroxydes métalliques, sauf en un cas douteux à Ségalas (Lot-et-Garonne) où le *calcaire* friable très irrégulier, est associé à des passées ferrugineuses, elles-mêmes désordonnées. S'il en existe, c'est ailleurs, dans d'autres contextes sédimentologiques que celui de la *molasse*, par exemple dans les alluvions anciennes du Dropt à Agnac ; encore, n'est-il pas certain qu'il s'agisse de concentrations illuviales, puisqu'elles sont liées à une surface affectée de fentes en coin, ce qui désigne à nouveau, une intervention d'un gel sévère. Par contre, les *molasses* présentent par endroits, mais très en dessous de la zone à *trufe*, des bandes ferruginisées du type « colour-banding » des auteurs anglo-saxons. A La Forêt 1, à Moutic, il arrive que ces bandes interfèrent avec les veines de *trufe*, mais elles soulignent chaque fois des chenaux de ravinement intramolassique, ce qui paraît bien être le signe d'un rôle joué par les modalités de circulation de l'eau dans le sol.

Le phénomène observé dérive donc plus vraisemblablement d'actions physico-chimiques de précipitation à partir de solutions carbonatées.

Deux caractères climatiques peuvent entraîner le même résultat : la chaleur et le gel.

Toutefois, s'il s'était agi d'un climat chaud, il aurait engendré des remontées verticales, au moins en bordure du *trufe pulvérulent* et des encroûtements calcaires. Nous n'avons absolument rien trouvé de semblable.

Par contre, si l'on envisage un effet de gel, une foule d'arguments surgit aussitôt dont certains ont été déjà présentés au cours des paragraphes précédents :

— Très grande extension géographique qui caractérise en général les climats froids, phénomène observé également par BERTHOUILLE (1963) dans le Quaternaire de l'Artois ;

— Si l'on compare la disposition des veines du *trufe pulvérulent* aux veines de glace des sols gelés actuels, on ne peut qu'être frappé par leur similitude ;

— La profondeur atteinte par les veines demeure compatible avec ce que l'on sait de la pénétration des derniers froids quaternaires dans le Sud-Ouest Aquitain par l'observation de fentes en coin et des vestiges de cryoturbation (CAILLEUX 1954, BOYÉ 1958).

Or, récemment (1964, 1 et 2) à la suite de travaux faits en Hongrie (P. KRIVAN, 1958) et des siens propres dans l'Antarctique (1962), A. CAILLEUX décrivait dans des sables homogènes du Bassin Parisien, des concentrations d'hydroxydes de fer en veines, en zébrures, souvent parallèles à la surface du sol, mais aisément distinctes des horizons illuviaux plus proches de la surface, plus épais et plus continus. Dans la même optique, il signalait

dans les alluvions graveleuses quaternaires le cas du *calcin*, enrichissements de certains niveaux en carbonates de calcium jusqu'à former un véritable conglomérat par endroits. C'est un fait connu de longue date par les carriers. Cependant, CAILLEUX fait remarquer qu'une fois sur deux, le *calcin* se présente sous forme d'un amas très friable de fines aiguilles de calcite, signalées aussi en Hongrie et dans les *mondmilch*. Pour expliquer ces formes insolites de dépôts, CAILLEUX envisageait la « genèse possible de dépôts chimiques par congélation ».

Cette hypothèse nous paraissant la plus légitime, dans quelle mesure le *trufe pulvérulent* peut-il alors s'accorder avec ce que nous savons actuellement des solidifications par congélation de solutions chargées en CO_3Ca ?

La précipitation du CO_3Ca par congélation est facilement réalisable et a fait l'objet, récemment, de quelques études :

ECK et PISSARD (1965) constatent, après la transformation en glace de 5,5 litres sur 8 litres d'eau de teneur en CO_3Ca de 299 mg/l au départ de l'expérience, outre la présence de glace et d'un précipité de CO_3Ca, d'une solution résiduelle sursaturée en carbonates dans laquelle se forme au bout de quelques heures un nouveau précipité de calcite.

A la fin d'une autre expérience où toute l'eau a gelé, ils obtiennent un précipité formé exclusivement de calcite, déterminé par diffractométrie aux rayons X. Ce résultat ne manque pas d'évoquer le *trufe pulvérulent*.

Les eaux de fonte de glace, par contre, sont fortement appauvries en gaz carbonique.

Ceci a été vérifié *in situ* par ECK (1966) sur les eaux de fonte du glacier de la Marmolada. Aux causes avancées par H. SCHOELLER (1950 et 1951) pour expliquer le phénomène de diminution de la teneur en CO_2 des eaux de source avec l'altitude, il convient d'ajouter un facteur nouveau pour l'eau de fonte : l'expulsion préliminaire du CO_2 de la glace concentré en bulles au moment du gel.

Enfin, ADOLPHE (1966) a réalisé des expériences de précipitation de CO_3Ca encore plus proches des conditions naturelles. Il obtient des aiguilles de calcite, après un jour de gel et la période de dégel sous une éprouvette de craie imbibée d'eau distillée. Pour une période plus longue de gel (1 à 2 semaines) et en partant d'un calcaire grossier imbibé au maximum d'eau distillée, il observe après 2 à 3 semaines de dégel, la formation de petits amas blancs de CO_3Ca qui semblent passer ensuite à des aiguilles. Nous retrouvons des cristallisations semblables dans le *trufe pulvérulent*.

A ces résultats d'ordre chimique, il convient d'ajouter l'action de la cryo-osmose (cf. L. LLIBOUTRY, Traité, 1966, tome II). La cryo-osmose définit la migration de l'eau dans le sol vers les cristaux de glace en voie de croissance.

Depuis longtemps on sait qu'un sol en gelant aspire l'eau à partir des terrains avoisinants et augmente ainsi de volume. L'idée que ce soit le cristal de glace en voie de croissance qui attire l'eau liquide a été émise par TABER en 1929 avant d'être reprise par BOUYOUCOS.

Le phénomène concerne l'eau pelliculaire et l'eau absorbée, c'est-à-dire l'eau qui obéit au potentiel osmo-capillaire : le sol, en gelant (il est isotherme à ce moment-là) se dessèche. Il s'établit alors, venant des parties plus humides, un flux liquide correspondant à un gradient d'humidité.

CASS et MILLER ont proposé une autre hypothèse en 1959 : le film capillaire renferme des sels dissous ; en gelant, il s'amenuise et la concentration en sels s'accroît. Un apport d'eau à partir des régions où elle est moins concentrée se fait alors par osmose classique.

La cryo-osmose permet, d'un point de vue physique, de concevoir le dépôt de *trufe pulvérulent*. Les strates de glace s'accroissent en attirant les eaux à proximité et soulèvent le terrain surincombant. Elles forment ainsi des passées où le milieu encaissant est chassé au profit de la glace et d'éventuelles veines de calcite.

En effet, le gel transformant tout d'abord l'eau en glace, le volume des solutions dans les pores diminue et ces dernières se concentrent. La calcite peut précipiter si la concentration atteint la zone de précipitation immédiate (ROQUES, 1964). Ce phénomène de congélation fractionnée a déjà été évoqué par CAILLEUX (1964).

La calcite peut aussi précipiter conjointement avec la glace (réalisation expérimentale évoquée plus haut) ce qui expliquerait sa ségrégation au sein de la *molasse*, sous forme de veine analogues morphologiquement à celles de la glace.

Enfin, il est possible que toute la calcite ne se forme pas au moment du gel mais qu'une partie précipite à partir des eaux résiduelles très chargées, au moment du dégel. On comprendrait alors pourquoi la totalité des espaces créés par le gel du sol est occupée par de la *calcite*.

De toute façon, une fois formée, la calcite ne se redissoudra pas, l'eau de fonte de la glace étant très pauvre en CO_2. Tout ce que nous savons actuellement du calcaire friable en veines, présenté au cours des précédents paragraphes, s'accorde pour paralléliser étroitement ce dépôt avec un effet de gel du sol. La vérification formelle de l'hypothèse cryo-génique ne peut donc être donnée que par expérimentation en laboratoire, non plus seulement sur éprouvette mais de préférence sur maquette, c'est-à-dire en respectant autant que possible, l'échelle donnée par le terrain.

V. - INFLUENCE DES FROIDS DU QUATERNAIRE SUR LA MORPHOLOGIE DU TRUFE

Pour toutes les raisons, d'ordre uniquement descriptif, qui précèdent, on peut déjà conclure que les veines de *trufe pulvérulent* ne sont pas contemporaines du dépôt de la *molasse*. En effet, les structures sédimentaires propres à cette roche se montrent souvent recoupées par des érosions successives, tandis que le dispositif du *trufe* est étroitement lié, en position normale, à une topographie encore actuelle et vraisemblablement quaternaire.

L'existence plusieurs fois signalée de coulées de solifluxion (1), tantôt fossilisant la surface à laquelle le *trufe pulvérulent* est lié, tantôt dérangeant le dispositif le plus fréquent, ne suffit pas à donner la preuve que ce *calcaire* se serait mis en place sous climat froid. Des glissements de terrain peuvent aussi bien se produire sous d'autres climats.

Cependant, trois groupes d'observations y conduisent progressivement :

— Au lieu-dit « Le Rat » (cité page 3), J. Faux a montré que le chai de la ferme, très ancien lui-même, a en partie pour infrastructure la carrière de *tuf* consolidé qui a vraisemblablement fourni le matériau de construction à tous les autres bâtiments. La carrière a été ouverte dans un versant où le *tuf* affleurait. Vers le haut de l'affleurement, sur une soixantaine de centimètres, le banc de *tuf* grisâtre à jaunâtre, est affecté, sur plusieurs mètres de longueur de figures de craquelures abondamment anastomosées, parallèles au sommet du banc et blanches. Le grès apparaît disloqué comme par effet de gélivation. Quant au matériau qui remplit les craquelures, c'est du *trufe pulvérulent*, avec toutes les caractéristiques qu'on lui connaît ailleurs.

— S. Morin (1967) a signalé un cas exceptionnel (fig. 6), à Parsac, près de Saint-Emilion (Gironde) sur un versant dominant la vallée de la Barbanne et couronné par une corniche de « Calcaire à Astéries », d'environ 2 m de haut. En dessous de la corniche, sur le haut versant en pente relativement forte, une ancienne carrière montre des veines de *trufe pulvérulent* assez désordonnées, dont la blancheur rosée contraste avec le vert olive de la « Molasse du Fronsadais ». A 50 m plus à l'W, vers un élargissement de la vallée, le versant est irrégulier, en pente moins forte et jonché de blocs de calcaire détachés de la corniche et qui y ont glissé. L'un d'eux a tracé un sillon encore visible. Ce bloc « relève du nez » et laboure quelque peu devant lui une *molasse* beaucoup plus jaune et moins riche en particules fines que celle de la carrière. Le bloc s'est arrêté sur une sorte de bourrelet sinueux de 60 à 80 cm de haut et de 15 à 20 mètres de long. Une sablière ouverte sur la gauche du bloc montre une veine de *trufe pulvérulent* qui paraît en épouser la forme, du haut vers le bas, cependant la veine ne passe pas sous le bloc; au contraire, une fouille complémentaire nous a permis de voir qu'elle se repliait en profondeur parallèlement à la surface du sol, comme elle l'est déjà dans le haut de la coupe, où elle présente un fort pendage vers l'aval du versant. Par contre en profondeur, le pendage est nul, à moins qu'il ne soit vertical, ce que nous n'avons pas réussi à déterminer. Dans l'un comme dans l'autre cas, il apparaît que la sablière a été ouverte au front d'une loupe de solifluxion et qu'elle a recoupé une même veine de *trufe pulvérulent* que le déplacement en masse, de type plastique, avait repliée sur elle-même. La présence tout à côté

(1) Voir commentaire de la photo 6, Pl. II.

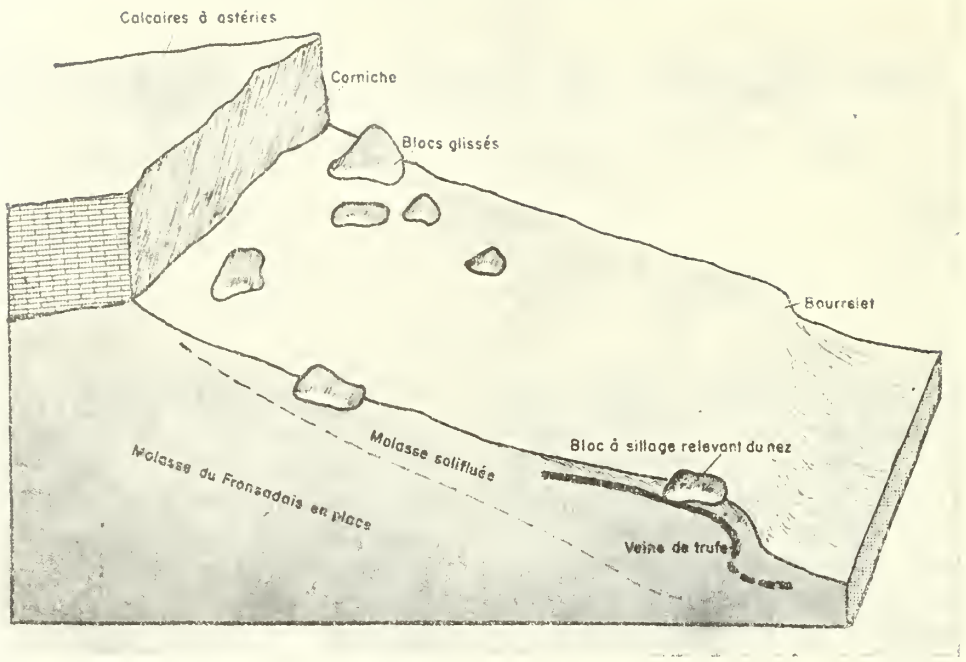


Fig. 6.

Croquis sommaire montrant la disposition du *Trufe pulvérulent* dans la pente d'un versant dominant la vallée de la Barbanne, à Parsac.

d'un bloc de l'ordre du mètre cube avec sillage et d'une loupe de solifluxion de ce genre, assure que l'évolution de ce versant, à l'échelle locale, est bien le fait d'actions liées à un gel du sol, sous ambiance humide. Toutefois, rien ne dit que la veine de *trufe pulvérulent* n'était pas formée antérieurement à la période froide où elle a subi une déformation.

— Un autre cas, il est vrai, assez particulier, apporte un élément nouveau d'information. J. Faux a relevé, dans une carrière à Roumagne (Lot-et-Garonne) ouverte sur une terrasse d'alluvions anciennes de la Dourdenne, rive gauche, le profil suivant :

● Au sommet : sur 80 cm à plus de un mètre d'épaisseur, en certains points, un sable fluviatile fin, assez compact, sans stratification visible et décalcifié car ne réagissant que peu à l'acide chlorhydrique.

● Au-dessous : sur un peu plus d'un mètre, visible sur la coupe, une alluvion sableuse calcaire à stratifications entrecroisées, plus riche en graviers calcaires et en gravillons ferrugineux dans certaines séquences. Ces sables proviennent de l'érosion des « Molasses du Fronsadais et de l'Agenais » qui affleurent largement dans le bassin versant de la Dourdenne. Graviers calcaires et gravillons ferrugineux proviennent d'affleurements relevés à l'amont et notés sur la carte géologique (Feuille de Villeréal, 1/80 000e). Il s'agit du « Calcaire de Castillon » d'une part et d'un niveau d'argiles à nodules calcaires et silex noirs où nous avons trouvé effectivement vers le sommet de certains affleurements un sol fossile ferruginisé, par exemple au lieu-dit « Ferme de Tessier », (commune de Miramont).

La limite entre les deux couches est marquée par des festons de cryoturbation, particulièrement nets là où il y a des graviers qui sont bien redressés et plus ou moins imprégnés d'hydroxydes de fer. Dans les séquences plus sableuses, se trouvent des

veines discontinues de *trufe pulvérulent*, très chargées en sable. Les plus hautes d'entre elles dans le profil sont déformées et participent aux dessins des festons.

C'est là une indication analogue à celle donnée par la sablière de Parsac. Cependant, si l'on tient compte de ce que les alluvions de la base du profil sont datées par des restes d'Elephas meridionalis (cf. carte géologique. notice), il apparaît que du *trufe pulvérulent* a pu se former à cette époque froide. M. Enjalbert nous a confirmés dans cette datation pour avoir vu extraire de cette carrière, sous ses yeux, une dent caractéristique.

Nous sommes donc déjà assurés par là que des deux dernières manifestations de froids actifs du point de vue géomorphologique, c'est au cours de la plus ancienne que les alluvions à Elephas meridionalis se sont mises en place, avec au total, une composition pétrographique dérivée de celle des *molasses* de la région. Or, on constate que des veines de *trufe pulvérulent*, il est vrai, de moins belle venue, s'y sont formées et y ont été cryoturbées au dernier épisode froid.

Dans les alluvions, le *trufe pulvérulent* se serait donc formé à l'époque de l'avant-dernier froid du Quaternaire.

CONCLUSION

Dans sa note à la Société géologique de France (1964), CAILLEUX écrivait : « On sait l'importance et l'originalité des dépôts chimiques actuels dans l'Antarctique. Pour le Quaternaire de France comme pour celui de Hongrie et plus encore pour la Sibérie, les dépôts par congélation semblent bien possibles. S'il se confirmait qu'il en est bien ainsi, les dépôts par évaporation, plus classiques, ne seraient pas les seuls existants. Et dans le système morpho-climatique périglaciaire où les actions mécaniques du froid, du gel et du vent ont déjà expliqué tant de traits des paysages actuels et des dépôts quaternaires, nous pourrions désormais, à l'exemple de nos confrères soviétiques faire la part d'actions chimiques assez importantes, frappantes et originales ».

Pour autant que se vérifie pleinement notre hypothèse, la genèse du *trufe pulvérulent* nous paraît être apparentée à de tels phénomènes et ceux-ci nous semblent bien eux aussi être « assez importants, frappants et originaux ». « Frappants » en effet, puisque toutes les coupes qu'offrent les versants des monts de Puylaurens dans le Tarn sont une spectaculaire démonstration, non seulement des formes de veines décrites mais plus encore de leur liaison étroite avec une topographie qu'elles soulignent. Tous les autres affleurements le confirment, y compris ceux où des actions de remaniement liées aux froids du Quaternaire, par exemple la solifluxion, dérangent ces dépôts. Les analogies de forme avec les lentilles et veines de glace des sols gelés sont l'argument majeur.

D'autre part, le *trufe pulvérulent* apparaît bien comme un dépôt « original » de la famille des précipitations carbonatées par effet de gel, voisines des *mondmilch* et des *calcins* du point de vue cristallographique, avec son cortège propre de manifestations de l'activité du gel ; pseudo-stratification, fissuration des grains de quartz, etc.

Enfin, il est « important » que le *trufe pulvérulent* soit lithologiquement lié aux *molasses*, sédiment particulièrement favorable, semble-t-il, au développement des phénomènes de cryo-osmose et à la conservation de leurs traces d'une part, à la concentration en CO_3Ca, d'autre part. Il en résulte une extension à l'échelle régionale. Mais l'indépendance des veines de *trufe pulvérulent* par rapport aux âges et aux structures diverses de la sédimentation molassique appelle l'intervention d'une ambiance climatique couvrant la totalité du territoire intéressé. Tout porte à admettre qu'un tel climat était effectivement froid, sévère et vraisemblablement assez sec. En effet, les remaniements ultérieurs par solifluxion ou cryoturbation indiqueraient que la formation du *trufe pulvérulent* est antérieure à une phase froide plus humide.

De la sorte, les topographies de référence, même lorsqu'elles sont encore actuelles, apparaissent comme déjà réalisées au Quaternaire. Si l'on se rappelle la datation de la terrasse ancienne de Roumagne (vallée de la Dourdenne) par Elephas meridionalis, l'époque de la formation du *trufe pulvérulent* se trouve pour le moins reportée au Würm et antérieurement au Tardiglaciaire. Il est remarquable que ces topographies aient peu évolué depuis lors. Il n'est pas même certain qu'elles aient été élaborées pour l'essentiel aux périodes glaciaires (ENJALBERT, 1960). Les seules manifestations du gel dans le modelé des versants sont en effet représentées par des couloirs de solifluxion d'importance plus ou moins locale.

Les pays de *molasses* semblent donc avoir bien résisté aux actions géomorphologiques de la gélivation. Le *trufe pulvérulent* apparaît alors comme la preuve d'une sorte de résistance passive des *molasses* à l'égard du gel du sol; mais son existance et ses caractéristiques en font un traceur paléoclimatique, soulignant une topographie soumise à un climat très froid.

BIBLIOGRAPHIE

1. Adolphe (J.-P.), 1966. — Etude de quelques cristallisations provoquées par gel expérimental. *Cahiers géologiques* n° 79-80, p. 911-917, 8 fig., 2 clichés.

2. Berthouille (H.), 1963. — Landenien et Quaternaire de l'Artois. Thèse de doctorat de l'Université, Paris.

3. Boyé (M.), 1950. — Glaciaire et périglaciaire de l'Ata-Sund Nord-Oriental, Groënland. *Actualités scientifiques et industrielles* n° 1111. Herman édit., 175 p., 26 fig., 37 photos.

4. Boyé (M.), 1952. — Gélivation et cryoturbation dans le Massif du Mont Perdu (Pyrénées orientales). *Pirineos*, n° 23. an VIII, p. 5-29, Zaragoza.

5. Boyé (M.), 1958. — Les lagunes du Plateau Landais. *Bull. Peryglacjalny*, n° 6, p. 195-225, Lódz.

6. Bryan (K.), 1946. — Cryopedology. The study of frozen-ground and intensive frost-action with suggestions on nomenclature. *Am. Jour. of Sci.*, vol. CCXXXXIV, p. 622-642, 4 fig.

7. Cailleux (A.) et Taylor (G.), 1954. — Cryopédologie. Etude des sols gelés. *Actualités scientifiques et industrielles*, n° 1203, Herman édit., 220 p.

8. Cailleux et Plaisance (G.), 1958. — *Dictionnaire des sols*, 604 p. La Maison rustique, Paris.

9. Cailleux (A.), 1962. — Etude de géologie au détroit de Mc Murdo (Antarctique). *C.N. F.R.A.*, n° 1.

10. Cailleux (A.), 1964. — Genèse possible de dépôt chimique par congélation. *C. R. Som. de la Société Géologique de France*, p. 11-12.

11. Cailleux (A.), 1965. — Quaternary Secondary Chemical Deposition in France. *The Geological Society of America Inc.* Special paper 84, p. 125-139.

12. Caro (P.), 1965. — La chimie du gaz carbonique et des carbonates ; les phénomènes hydrogéologiques karstiques. *Chronique d'hydrologie*, n° 7, sept. 1965, p. 61-77.

13. Cavaille (P.), 1955. — Coulées de boue et glissements actuels en Aquitaine. *C.R.S.-S.G.F.*, p. 106, 6^{e} série, vol. V.

14. Dubar (M.), 1959. — Stratigraphie de l'Oligocène du Bergeracois entre la Dordogne et le Dropt. *D.E.S.*, Labor. de Géologie, Bordeaux.

15. Dylik (J.) et Klatka (T.), 1952. — Recherches microscopiques sur la désintégration périglaciaire. *Bull. Soc. Sciences et Lettres de Lódz*, vol. III, 4, p. 1 à 12, 4 pl., 3 fig.

16. Ehrlich (A.), 1964. — Etude sédimentologique des formations oligocènes du Bas-Quercy. Thèse de doctorat, 3^{e} cycle, Paris.

17. Ek (C.) et Pissart (A.), 1965. — Dépôt de carbonate de calcium par congélation et teneur en bicarbonate des eaux résiduelles. *C. R. Ac. Sciences*, Paris, t. CCLX, p. 929-932.

18. Ek (C.), 1966. — Faible agressivité des eaux de fonte des glaciers : l'exemple de la Marmolada (Dolomites). *Ann. de la Soc. Géol. de Belgique, Bull* 5-10, nov. 1966. p. 177-188.

19. Faux (J.), 1967. — Etude régionale du canton de Lauzun. *D.E.S. Institut de géographie*, Bordeaux.

20. Gèze (B.), 1961. —A propos du Montmilch ou Mondmilch. *Bull. Com. Nat. Spéléo*, n° 3, p. 2-5.

21. Gèze (B.), 1961. — Etat actuel de la question du « mondmilch ». *Spelunca*, 1re série, Mémoires n° 1, p. 25-30.

22. Krivan (P.), 1958. — Trundvenerscheinungen mit Eislinsen in Ungarn. *Fôldt. Kôrl.*, t. LXXXVIII, p. 201-209, 8 fig.

23. Lliboutry (L.), 1964. — *Traité de Glaciologie*, 2 t. (I : 427 p. ; II : 1 040 p.). Masson, Paris.

24. Michel (J.-P.), 1966. — Description de phénomènes périglaciaires dans des sables oligocènes stampiens de la butte-témoin de Champlan (Seine-et-Oise) au sud de Paris. *Bull. Ass. Nat. du Loing*, t. XLIII, n° 5-6. p. 55-59, 8 fig.

25. Morin (S.), 1967. — Le canton de Castillon. *D.E.S., Institut de Géographie*, Bordeaux.

26. Pissart (A.), 1966. — Expériences et observations à propos de la genèse des sols polygonaux striés. *Revue belge de Géographie*, 1966, fasc. 1, p. 1 à 19, 9 fig.

27. Prinz, 1908. — Les cristallisations des grottes de Belgique. Hayez, édit, Bruxelles.

28. Poreguin (Th.), 1957. — Reproduction expérimentale de concrétions de carbonate de calcium. *Ann. de Spéléo.*, t. XII, 1-4, p. 5-12.

29. Roque (H.), 1964. — Contribution à l'étude statique et cinétique des systèmes gaz carbonique-eau-carbonate. *Ann. de Spéléo.*, t. XIX, 2, p. 255-484.

30. Schoeller (H.), 1950. — Les variations de la teneur en gaz carbonique des eaux souterraines. *L'eau*, t. XXXVII, n. 5, p. 77-79.

31. Schoeller (H.), 1951. — Les variations de la teneur en gaz carbonique des eaux souterraines avec l'altitude. *C. R. Ac. Sciences*, Paris, t. CCXXX, p. 560-561.

32. Trombe (F.), 1952. — *Traité de spéléologie*, Paris, 376 p.

33. Zirkel (F.), 1893. — Lehrbuch der Petrographie, 844 p.

ABSTRACT

Veins of a friable calcareous stuff, so-called *Trufe pulverulent*, have been observed on outcrops of molassic sand-stones in Aquitaine Basin, North of Garonne River, from « Castres » area down to the « Fronsadais » one.

As a characteristic feature, they tend to stretch parallel to an ancient locally fossilized topography.

Mineralogical and sedimentological datas bring to suggest a likely cryogenic formation, related to the cold climates of the Pleistocene.

The authors propose to regard the existence of *Trufe pulverulent* as a new geomorphological test and they point out the conspicuous long standing of molassic landscapes through the Pleistocene ice-ages, at least during the late ones.

ZUSAMMENFASSUNG

Die sogenannten zerreibaren Kalk-schichten « Trufe Pulverulent » können in den Sandsteinen des aquitanischen Beckens nördlich von der Garonne von Castres bis zur Fronsac-Gegend beobachtet werden. Die Tatsache, da sie einer fossilen Topographie parallel sind, ist ihnen eigen. Die mineralogischen sowie die sedimentologischen Studien dieser Stoffe beweisen, da ihre Bildung an cryogenische Bedingungen, verbunden ist, die der Kälte der Quartärformation so eigen sind. Die Autore schlagen es vor, das Dasein des *Trufe Pulverulent* als ein mener geomorphologischer Mass-Stab anfzufassen betonen die Stabilität der Formen der Sandsteinlandschaften seit dem Ende der Eiszeit.

RESUMEN

Se puede observar venas de roca calcárea friable llamada « *Trufe Pulverulent* » en las molasas de la Cuenca Aquitania al Norte del Garona desde el « Castrais » hasta el « Fronsadais ».

Tienen la particularidad de ser paralelas con una topografía fosilífera.

Los estudios mineralógicos y sedimentológicos de aquellos materiales prueban que su formación está en relación con criogenicas condiciones, particulares a los grandes fríos del cuaternario.

Los autores proponen considerar la existencia del « *Trufe Pulverulent* » comme un nuevo criterio geomorfológico y subrayan la estabilidad de las formas de los paisajes molasicos desde el fin de los períodos glaciares.

ACHEVE D'IMPRIMER
LE 31 JANVIER 1968
SUR LES PRESSES DE
L'IMPRIMERIE
GUY DUCROS
44, RUE DE MADRID
BORDEAUX
(FRANCE)

Dépôt légal 1er trimestre 1968

MUS. COMP. ZOOL.
LIBRARY

JUL 28 1970

HARVARD
UNIVERSITY

OLOT

E

Colluvions. Eboulis.

Fe

Alluvions actuelles et récentes.

F terrasses anciennes.
Fc calcaires lacustres.

Quaternaire ancien, Pliocène ?

Grès et marnes ocres.

e_{5s} Lutétien supérieur
« Maciños Inferieurs ».
e_{5s-7} Lutétien supérieur. Eocène supérieur:
(Marnes et grès rouges. Conglomérats

Lutétien moyen.
e_{5m} Marnes et argiles bleues.
e_5 Marnes et calcaires.
e_{5c} Barre de calcaire zoogene.
e_4 Marnes grès et calcaires.

Cuisien-Lutetien inférieur
e_4 Calcaires à miliolés.
$e_{3,4}$ Marnes et grès jaunes ou rouges.
$e_{3,c}$ Intercalations de calcaires à miliolés ou alvéolines.

« Ilerdien ».
e_2 Marnes à passées calcaires.
e_{2g} Intercalations calcaires.
e_{2c} Calcaire à alvéolines.

e_1

« Garumnien ».
Marnes et grès rouges.

Cambro-Silurien.
Quartzites, calcaires silicifiés, schistes.

β

Coulées basaltiques.

Granite.

1. Contours géologiques, et bancs durs dessinés d'après photo aérienne.
2. Faille observée.
3. Faille supposée.
4. Chevauchement.

Volcan.
Pendage normal
Pendage inverse.
Couches horizontales.
Couches verticales.
Axe de pli avec valeur du plongement
Axe horizontal.
Axe de pli mineur avec valeur du plongement
Axe de pli mineur horizontal.

(Valeur des plongements en degrés.)

Echelle 1/50 000

Equidistance des courbes : 100 m.

MUS. COMP. ZOOL.
LIBRARY

JUL 28 0

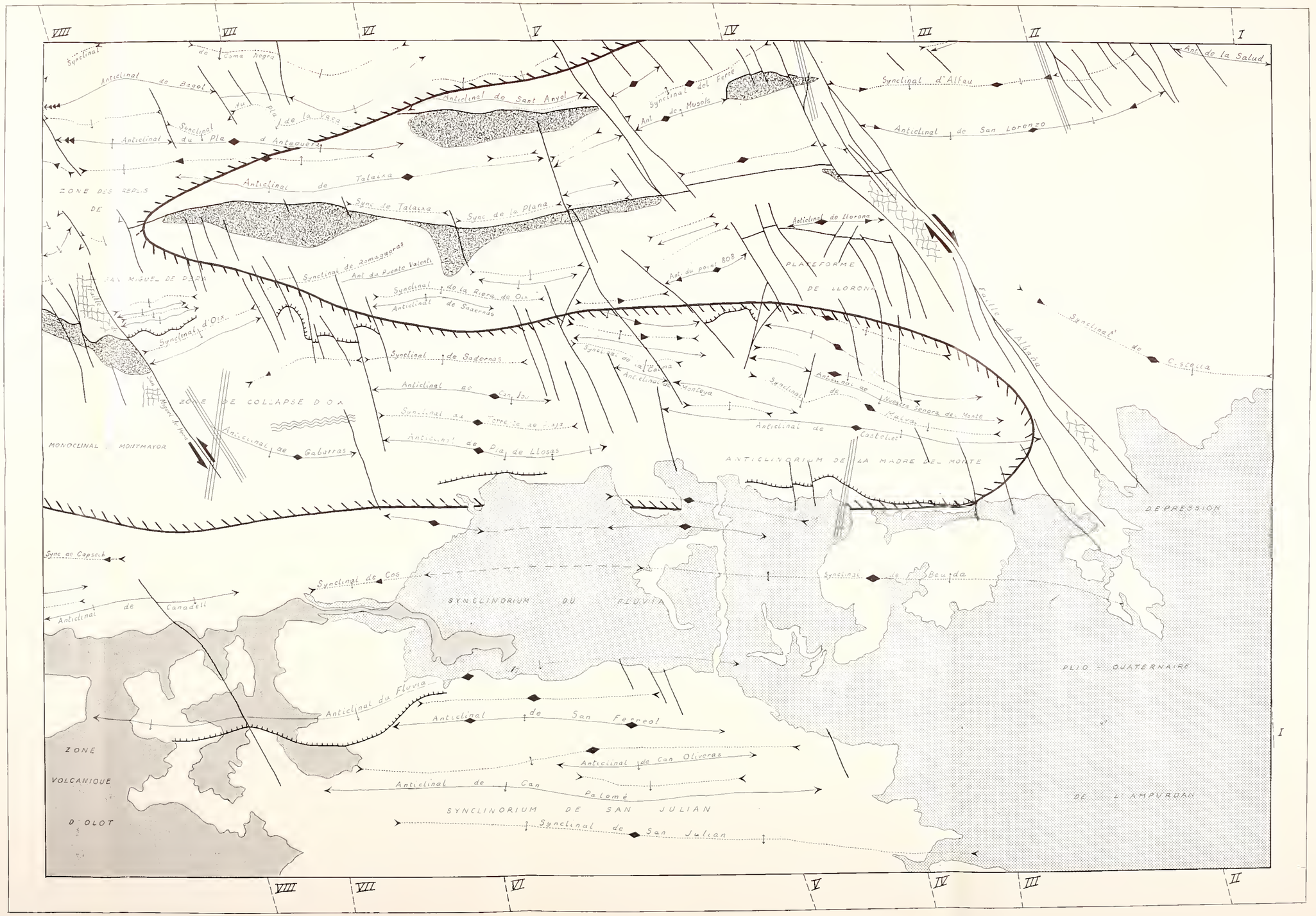
HARVARD
UNIVERSITY

CARTE STRUCTURALE INTERPRETATIVE

Légende

- Coulées basaltiques quaternaires
- Conglomerats pliocènes et terasses anciennes
- Eocène
- Granit et Paleozoique

- Accident à composante horizontale importante et sens du mouvement
- Axe anticlinal
- Axe synclinal
- Axe horizontal
- Plongement axial de 5 à 15°
- " " de 15 à 30°
- " " superieur à 30°
- Plan axial vertical
- Sens du déversement proportionnel à la longueur de la Flèche
- Limite sud de la schistosité S_1
- Schistosités liées aux aux accidents transverses
- Schistosité S_1 replissée
- Zones de broyage
- Position des coupes

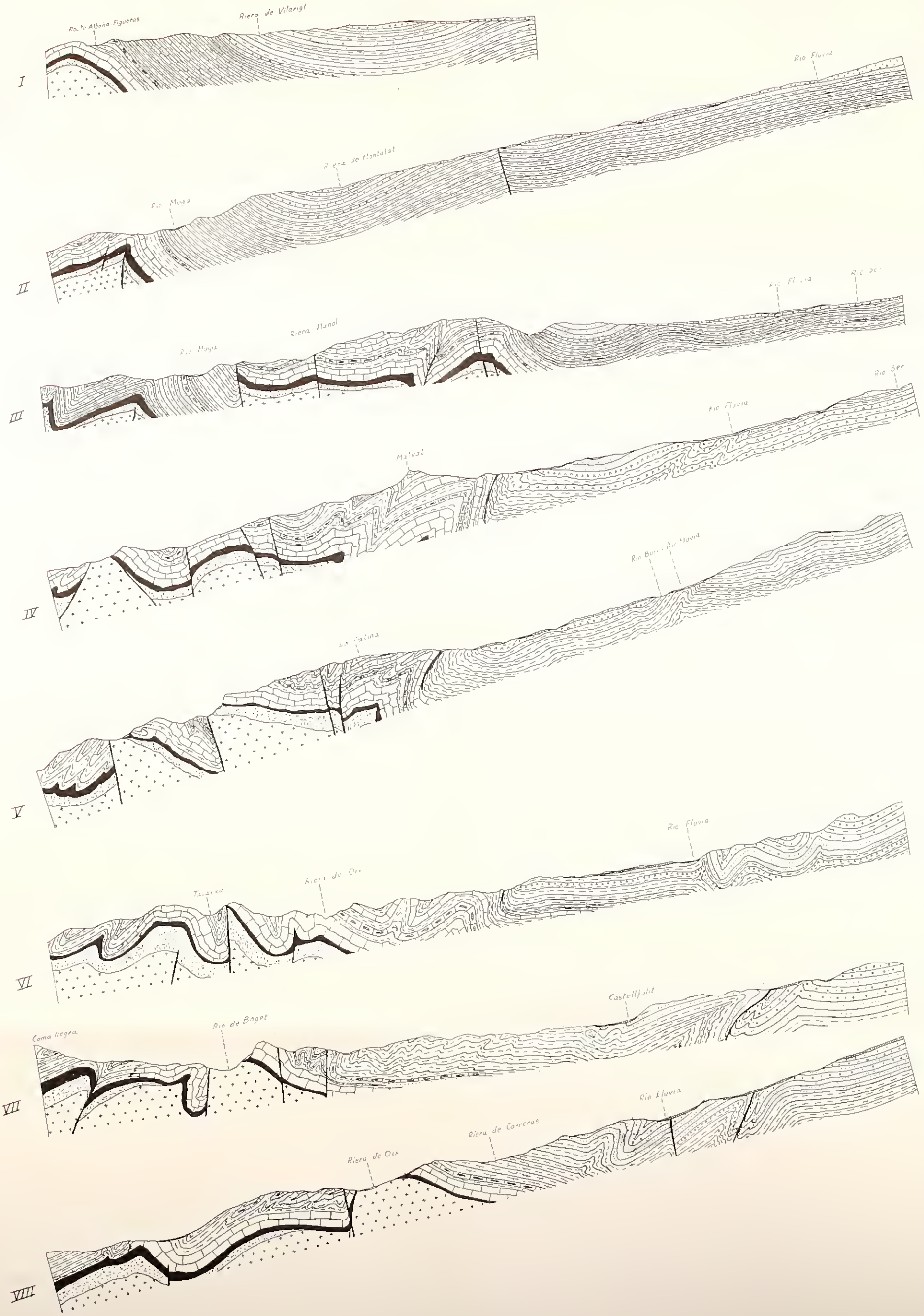


MUS. COMP. ZOOL.
LIBRARY.

JUL 28 1970

HARVARD
UNIVERSITY.

FEUILLE D'OLOT Coupes structurales



TOME 104 1967 Série B - N° 17

MUS. COMP. ZOOL. LIBRARY
AUG 23 1970
HARVARD UNIVERSITY

ACTES
DE LA
SOCIÉTÉ LINNÉENNE
DE BORDEAUX

FONDÉE LE 25 JUIN 1818
et reconnue comme établissement d'utilité publique
par Ordonnance Royale du 15 juin 1828

CARACTÈRES GÉOLOGIQUES PRINCIPAUX DE LA RÈGION D'OLOT-BESALU

(Province de Gerone - Espagne)

F. KROMM
Laboratoire de Géologie dynamique
Faculté des Sciences de Bordeaux.

Hôtel des Sociétés Savantes
71, Rue du Loup
BORDEAUX

TOME 104 1967 SÉRIE B - N° 17

ACTES DE LA SOCIÉTÉ LINNÉENNE DE BORDEAUX

SÉANCE DU 1er JUILLET 1967

Caractères géologiques principaux de la région d'Olot-Besalu

(Province de Gérone - Espagne)

par F. KROMM

Laboratoire de Géologie dynamique
Faculté des Sciences de Bordeaux.

La zone étudiée ici se trouve sur le versant S des Pyrénées orientales, à une distance de quelques kilomètres, au maximum, de la frontière franco-espagnole. Elle correspond à la carte topographique espagnole au 1/50 000e, n° 257 (Olot), dont l'extrémité orientale n'est qu'à une quinzaine de kilomètres de la Méditerranée.

Elle est constituée par la haute vallée du Rio Muga et par celle du Rio Fluvia, le long de laquelle se trouvent les principales agglomérations (Olot, Besalu).

Sur la carte géologique au 1/1 500 000e cette zone apparaît comme la terminaison orientale du vaste bassin tertiaire de Catalogne, coincée entre la zone axiale pyrénéenne au N, et la chaîne catalane au S et à l'E. Elle est constituée essentiellement par une puissante série éocène reposant directement sur un socle granitique ou paléozoïque. Celui-ci n'affleure qu'en boutonnière et à la faveur d'accidents tectoniques. Enfin, dans la vallée du Fluvia, d'importants systèmes de terrasses et des coulées basaltiques viennent masquer les formations éocènes.

Les travaux concernant cette région sont relativement peu nombreux. Après les notes publiées par des précurseurs comme VIDAL (1898), MENGEL (1910) et ROUSSEL, DALLONI (1930) a décrit plusieurs coupes dans la série éocène, de même que ASHAUER qui, de plus, a dégagé les grandes lignes de la tectonique (1931). Plus récemment (1961), HOTTINGER a étudié les niveaux à Alvéolines des coupes du Terradas et du Rio Llerca. Les dépôts plio-quaternaires ont fait l'objet de publications de J.-L. SOLE-SABARRIS. Enfin, ce sont certainement les coulées basaltiques quaternaires de la région d'Olot qui ont été les plus étudiées tant du point de vue pétrographique que de celui de leur âge et de leurs relations avec les autres dépôts quaternaires [SOLE-SABARRIS (1958), GUARDIA) (1964)]. Finalement, en 1963, la seule esquisse géologique de la région était la carte au 1/320 000e dressée par ASHAUER en 1931. C'est surtout afin de pouvoir établir une stratigraphie détaillée de l'éocène que j'ai entrepris en 1963 le lever au 1/50 000e de la feuille d'Olot. La présente note est une explication sommaire de cette carte.

STRATIGRAPHIE

I. — LE SOCLE PALEOZOIQUE

Il n'affleure qu'en boutonnière et à la faveur d'accidents tectoniques dans la vallée du Rio Llerca au NE d'Albana (région de Musols et au N de Terradas).

Dans les pointements situés au N de Musols et de Terradas, le Paléozoïque est constitué uniquement par des schistes gris ou verdâtres, satinés, d'aspect très semblable aux schistes siluriens de la région de Barcelone et de la Cordillière prélittorale catalane. Ashauer y signale, à la Salud, une faune probablement silurienne (*Cyatophyllum sp.*). Une beaucoup plus grande variété de faciès est visible dans la vallée du Rio Llerca.

Dans cette vallée, 2 km au N de Sadernas, un grand accident E-W, passant peu au S de Bassagoda et de Talaixa, permet d'observer le Paléozoïque. Au S de cette faille, en descendant la vallée, on traverse successivement, des micaschistes et des schistes chloriteux verdâtres, puis des bancs de calcaires cristallins silicifiés et de calschistes. Dans cette série qui représenterait le Cambro-Silurien, existent d'autre part des minéralisations (Barytine), surtout au contact de la faille citée plus haut. Des calcaires analogues à ceux du Rio Llerca sont visibles dans le pointement de terrains paléozoïques situé à l'ouest d'Albaña.

Deux km au N des affleurements de la vallée du Llerca, le Paléozoïque affleure de nouveau sur les granites et les microgranites calco-alcalins de Saint-Anyol. Il s'agit ici de micaschistes à andalousite, en général très altérés, et visibles surtout dans le sentier de Saint-Anyol à Bassagoda. Enfin, notons qu'à l'W, du Rio Llerca, le « Garumnien » repose directement sur les deux affleurements de granite situés respectivement au N et à l'W d'Oix, traduisant ainsi l'importance de l'érosion prééocène dans ce secteur.

II. — LA SERIE EOCENE

Elle comporte deux cycles sédimentaires : le plus ancien comprend la transgression dite des « calcaires à Alvéolines » ou encore « transgression ilerdienne » encadrée par les dépôts régressifs ou continentaux du « Garumnien » et du Cuisien. Le cycle le plus récent correspond à une transgression lutétienne développée entre les formations subcontinentales du Cuisien d'une part, et du Lutétien supérieur et de l'éocène supérieur, d'autre part.

1. — Le faciès Garumnien :

Sur tous les affleurements granitiques ou paléozoïques dont il vient d'être question, la série éocène débute par une formation d'argiles rouges et de grès de 100 à 150 m d'épaisseur.

Dans les régions limitrophes (région de Camprodon, Ripoll), on sait que la base de la série rouge comprise entre le paléozoïque et l'Eocène marin est d'âge permotriasique, alors que son sommet est finicrétacé ou éocène inférieur ; la limite entre Permotrias et « Garumnien » est toujours très difficile à établir.

Sur l'emplacement de la feuille d'Olot, il semble que l'on puisse attribuer au crétacé supérieur et à l'éocène inférieur les formations rouges de base dans leur totalité. En effet, dans plusieurs coupes (La Salud près Terradas, Riera de Oix), j'ai ren-

contré, à la base de la formation, de petites intercalations calcaires qui contiennent d'abondants microcodiums. Il s'agit là d'un microfaciès typique des formations continentales du Crétacé tout à fait supérieur et de l'éocène inférieur Quoique les microcodiums aient été signalés dans des séries permiennes (Maslov, 1967), l'ensemble des microfaciès permet d'attribuer au « Garumnien » l'ensemble des couches rouges surmontant le Paléozoïque.

Il semble donc que, dans la région qui nous intéresse, il y ait eu érosion très active des séries paléozoïques et permotriasiques jusqu'à la fin du crétacé. Le dépôt des couches rouges « garumniennes » marque la reprise d'une subsidence qui s'est poursuivie jusqu'à la fin de l'éocène.

2. — La transgression des « Calcaires à Alvéolines » ou transgression « ilerdienne » :

Cette transgression est générale sur tout le domaine étudié ici. Elle s'est traduite par le dépôt d'une puissante formation calcaire (200 à 300 m de puissance). A la limite N de la feuille d'Olot, ces calcaires passent à des faciès argileux (marnes à Assilines et Opercullines).

Ces formations marines ont longtemps été considérées comme Yprésiennes [Dalloni (1930), Ashauer (1931), Sole-Sabarris 1958)]. Après avoir étudié les alvéolines des coupes de Terradas et du Rio Llerca, en 1961, Hottinger a rattaché les calcaires à Alvéolines à l'étage Ilerdien, c'est-à-dire qu'il les considère comme antécuisiens. Les rares globorotalidés que j'ai rencontrés dans les formations équivalentes de la région de Ripoll (*Gl. pseudo-menardi* Bolli, *Gl. pusilla* Bolli) confirment l'âge antécuisien de cette transgression. Quoique l'« Ilerdien » en tant qu'étage de l'éocène inférieur soit très discutable, je conserverai ce terme, commode pour désigner dans la stratigraphie locale, les calcaires à Alvéolines et leurs équivalents.

a) *Les calcaires à Alvéolines :*

Ils affleurent largement au N du Rio Muga et dans les sierras comprises entre la vallée du Fluvia et la frontière franco-espagnole. Ils forment là des plis d'orientation moyenne E-W que les cours d'eau recoupent perpendiculairement (Rio de Oix, Rio de Baget, Rio Llerca, Rio Burro), fournissant ainsi de bonnes coupes. L'étude des affleurements montre que dans « les calcaires à Alvéolines » alternent en général quatre faciès bien distincts :

— calcaire à Milioles :

— faciès récifal à Polypiers ;

— faciès à Alvéolines ;

— faciès à Assilines et Nummulites.

— Les calcaires à Milioles marquent souvent le début et la fin de la transgression.

— Le faciès récifal à Polypiers n'existe qu'à la base de la série ; les Polypiers sont accompagnés de Miliolidés, d'Alvéolines et d'Algues (Haliméda, Ovulites, etc.).

— Le faciès à Alvéolines. Il s'agit de calcaire à ciment microcristallin pétri d'Alvéolines. (A la base *A. lepidula* Schwager, *A. ellypsoïdalis* Schwager, *A. Moussoulensis* Hottinger. Au sommet : *A. aragonensis* Hottinger, *A. decipiens* Schwager, *A. subpyrenaica* Leymerie, *A. laxa* Hottinger, etc.). Ces Alvéolines sont accompagnées par des Miliolidés, des Rotalidés (dont *Cuvillierina Eocenica*) des Opertorbitolites *Douvillei*, quelques Arénacées, des Nummulites du groupe Globulus, des Bryozoaires, des algues très abondantes : *Ovulites*, *Terquemella*, *Djania*, *Halimeda*, *Thyrsoporella*, rares *Corallinacées*. Ce faciès de boue calcaire à Algues et Foraminifères benthiques principalement à test porcelané évoque une sédimentation sur une plate-forme éloignée des zones d'apports de terrigènes, sous quelques mètres d'eau au maximum.

— Un faciès à Nummulites et Assilines alterne avec le faciès à Alvéolines. Il s'agit de calcaire microcristallin argileux à abondants débris de foraminifères : Nummulites des groupes *Globulus* et *Atacicus*, *Assilines* (*A. Leymeriei*), rares Discocyclines (dont *D. Seunesi*), rares Lagenidés et globi gérinidés.

Ces deux faciès à Alvéolines d'une part et à à Nummulites d'autre part constituent l'essentiel de la formation où ils se montrent disposés en alternances successives, sur une même verticale, dans la région d'Olot. A l'W de cette zone (au sud de

Camprodon et à l'E de Ripoll) se manifeste un passage des calcaires à Alvéolines à des marnes schisteuses et à des calcaires à Globorotalia par l'intermédiaire de calcarenites à Assilines et Nummulites. Il semble donc que ce dernier faciès est plus profond que le faciès à Alvéolines, et marque au N d'Olot et de Besalu, les périodes de tendances négatives les plus marquées du fond marin.

b) *L'« Ilerdien » à faciès argileux :* les « marnes à Assilines » et les marnes de San Anyol et Alfau.

Comme il a été dit plus haut, les faciès calcaires à Alvéolines ou à Nummulites passent latéralement à des faciès argileux, à la limite N de la feuille d'Olot.

— Au N de San Anyol de Bassagoda, et de San Lorenzo de la Muga, les faciès argileux envahissent progressivement la série. Il s'agit de marnes bleues-noires à faune généralement très pauvre. Les lavages d'échantillons prélevés au N de San Aynol et dans le chemin de San Lorenzo à Alfau n'ont livré qu'une microfaune pyritisée indéterminable. Il semble que ce faciès traduise des conditions de milieu confiné, de fond de golfe.

— Les faciès argileux que l'on rencontre dans le quart NW de la feuille d'Olot et en particulier dans la zone de Coma Negra, correspondent au faciès dit des « marnes à Assilines » sur le versant français des Pyrénées orientales. Il est constitué par des marnes gréseuses à intercalations de Lumachelles à Assilines (*A. leymeriei*).

En conclusion, la sédimentation, calcaire et bioclastique et entrecoupée de lacunes dans l'extrémité orientale de la feuille d'Olot, devient vers l'W plus continue, puis franchement argileuse dans le quart NW.

3. L'épisode régressif du Cuisien et de la base du Lutétien :

Entre les calcaires « Ilerdiens » et les calcaires du Lutétien inférieur s'intercalent des marnes azoïques, surmontées par un épisode gréseux et qui doivent représenter le Cuisien. Cette formation argilo-gréseuse que j'ai appelée « marnes intermédiaires » est assez variable par sa puissance et l'importance des niveaux gréseux et des intercalations calcaires. Son épaisseur est de quelques dizaines de mètres à l'E d'Albaña et dans la région de Terradas. Elle croît ensuite régulièrement vers l'W et atteint 150 m environ à l'W du Rio Llerca. Les intercalations calcaires n'existent que dans la moitié W de la feuille et elles sont caractérisées par de très rapides variations de faciès. Il s'agit de calcaires à Milioles, de calcaires à Dasycladacées (*Belsuncia*, *Thyrsoporella*) et rares algues rouges au sud de San Miguel de Pera, et parfois de calcaire à Alvéolines (dont *A. Frumentiformis* SCHWAGER) (rio de Oix, San Miguel de Pera). Ces faciès bioclastiques sont intriqués dans des calcaires à pâte fine et argileuse où se rencontrent seulement des Ostracodes et des milioles.

Le niveau gréseux, dont la granulométrie décroît faiblement d'E en W, augmente légèrement d'épaisseur d'E en W jusqu'à la région d'Oix. Mais il est très réduit dans la coupe du Rio de Oix et dans celle de Montmayor. Il faut noter également dans ce niveau gréseux une évolution dans la nature et la répartition des figures sédimentaires. A l'E, dans la région de Terradas et d'Albaña, les seules figures observées sont des stratifications obliques et entrecroisées. Plus à l'W, dans la vallée du Rio Llerca, ces stratifications obliques deviennent très rares et les ripples marks symétriques sont abondants. Finalement, cette intercalation gréseuse semble traduire une régression générale, surtout sensible dans la partie orientale de la région étudiée. Tout ici porte à croire que cette arrivée détritique est en provenance de la zone axiale pyrénéenne et marque un premier mouvement pyrénéen.

4. La transgression lutétienne :

a) *Les calcaires à silex :*

A l'épisode gréseux qui vient d'être mentionné fait suite le cycle lutétien. Cette transgression lutétienne débute toujours par le dépôt d'un calcaire à pâte fine, brune ou noire et à silex noir.

Ce niveau calcaire constitue un excellent repère cartographique ; les silex noirs sont généralement localisés à la base de la barre et peuvent être consi-

dérés comme des détritiques attardés, les derniers apports siliceux après les grès du Cuisien.

En plaque mince, plusieurs microfaciès sont distinguables et alternent dans la formation :

— Calcaire microcristallin à oogones de characées et ostracodes ;

— Calcaire pétri de Milioles et parfois de débris de lamellibranches ;

— Calcaire à Milioles, Buliminidés, rares lagénidés, algues (*Ovulites*), rares ostracodes.

b) *L'évolution de la transgression lutétienne après le dépôt des calcaires à silex de base :*

Les grands accidents NNW-SSE qui sont portés sur la carte au 1/50 000e et qui sont en partie responsables du modelé actuel de la région d'Olot, ont, semble-t-il, joué dès le Lutétien inférieur. Il en a résulté une sédimentation différente sur chacun des panneaux délimités par ces accidents. Ainsi la série marine lutétienne argilo-gréseuse et même conglomératique à l'E de la faille d'Albaña, est surtout calcaire entre la faille d'Albaña et les accidents de la région du Rio Llerca. Elle devient à peu près entièrement argileuse à l'W du Rio Llerca.

On peut cependant distinguer une évolution sédimentaire générale, commune à tous les dépôts lutétiens ; c'est ainsi que la sédimentation lutétienne apparaît toujours comme l'alternance d'un certain nombre de termes qui constitueraient « la série virtuelle locale » et qui sont, par ordre, semble-t-il, de bathymétrie croissante :

a) marnes et grès (ou conglomérats) à ripple marks symétriques ;

b) calcaire à silex ;

c) calcaire à Milioles ;

d) calcaire à Alvéolines (*A. frumentiformis, A. tenuis,* Alvéolines du groupe *levantina*, etc.) ;

e) calcaire à Nummulites et *Assilina spira* ;

f) marnes bleues (« marnes de Bañolas ») ou marno-calcaire rognonneux.

Ces faciès se succèdent dans l'ordre donné ci-dessus, avec parfois lacune d'un ou plusieurs termes. On peut admettre un ordre de bathymétrie croissante du terme *a* au terme *f*, car les grès à ripple marks symétriques sont incontestablement des dépôts de plage, alors que, à l'autre bout de la série, les marno-calcaires rognonneux ont un caractère pélagique net.

Les répétitions de cette série de faciès sont particulièrement bien visibles dans la coupe du Rio Burro. Dans cette même région sont également facilement observables des passages latéraux des faciès à Alvéolines ou faciès à Miliolidés, des faciès à Assilines aux marnes bleues, etc. Ainsi, l'évolution verticale des faciès qui a été décrite plus haut, existe également sur une même horizontale. D'une façon générale, les faciès *a* à *e* dominent à l'est du Rio Llerca, alors qu'à l'W de ce rio, les marnes et marno-calcaires bleus (faciès *f*) envahissent la majeure partie de la série. En définitive, les faciès évoluent dans le sens de *a* vers *f*, d'E en W. Quant aux faciès bioclastiques, périrécifaux (*d* et *e*), ils se déplacent d'W en E, de la base vers la partie médiane de la série, marquant bien l'avancée progressive vers l'E de la transgression lutétienne.

5. Les niveaux régressifs du Lutétien supérieur :

Ils sont extrêmement variés et ont déjà fait l'objet d'une publication (1).

A l'E de la faille d'Albaña, ce sont des argiles rouges et des poudingues qui reposent directement sur des couches à *Assilina spira.*

A l'W de cette faille et au N du Rio Fluvia, la série lutétienne se termine par des marnes bleues à laminites et intercalations de gypse, surmontées par des grès à stratifications obliques.

Au S du Rio Fluvia, les faciès de maciños à *Nummulites* Brongnarti, *A. elongata* d'Orbigny, *A. fusiformis* Sowerby surmontent les marnes bleues de Bañolas. C'est le faciès de bordure de la cordillière prélittorale catalane.

Enfin, dans la partie W de la feuille, à l'W du Rio Lerca, la série marine lutétiene se termine par les assises de grès à ripples marks et loads-casts, dont certaines présentent un granuloclassement vertical.

(1) F. Kromm : *Le flysch de Vallfogona et son contexte paléogéographique* (Province de Gerone, Espagne). *Act. Soc. Linn. Bordeaux*, t. CIV, série B, n° 3, 11 p., 4 pl., 7 pl.-photos.

6. Les molasses de l'Eocène supérieur :

Au S du Rio Fluvia, au cœur d'une vaste structure synclinale, les poudingues grès et argiles rouges de l'Eocène supérieur atteignent plusieurs centaines de mètres. Ils affleurent également peu au nord d'Olot dans la terminaison d'un autre synclinal développé plus à l'ouest entre Olot et Ripoll. Les conditions de dépôt, la provenance des éléments détritiques ont déjà été étudiés dans une autre note (1). Rappelons que tous les éléments des conglomérats semblent issus des anciens massifs crétacés de la chaîne catalane et du massif de l'Ampurdan. Les directions des chenaux et l'étude morphométrique des galets confirment l'origine orientale de tout ce matériel détritique.

III. — Les dépôts plio-quaternaires

Dans l'extrémité sud-orientale de la feuille d'Olot (région de Dosquers, Seriña, Esponella), la série éocène est masquée par des conglomérats de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur, passant parfois latéralement à des travertins et à des limons jaunâtres. Dans ces formations, ont été trouvées *Rhynoceros megarrhinus* à Maia de Montcal et *Zigolophodom gorsini* à Mata près de Bañolas et on leur attribue un âge pliocène.

D'autre part, les systèmes de terrasses du Rio Fluvia, en aval de Castellfulit, ont été étudiés par Sole-Sabarris (1958) : les terrasses de 2-3 d'Esponella seraient d'âge Wurmien, alors que la terrasse de 40 m de San Jaime de Llerca représenterait le Riss et celle de 60-65 à Besalu le Mindel. D'autres terrasses se développent le long du Fluvia en amont de Castellfulit et le long de l'affluent du Fluvia (Riera de Vyania). Elles résulteraient de comblements en amont des coulées de laves basaltiques et ne seraient pas homologues des terrasses visibles en aval de Castellfulit de la Roca (Guardia, 1964).

IV. — Les coulées basaltiques

Dans la plaine d'Olot et la haute vallée du Rio Fluvia, jusqu'à San Jaime de Llerca, des coulées basaltiques sont intercalées dans les terrasses quaternaires. Elles proviennent de la région d'Olot et de Batet et sont constituées par des basaltes à Olivine et des basaltes néphéliniques. D'après P. Guardia, ces coulées sont antérieures aux terrasses du Wurm (à *Elephas primigenius*). D'autre part, des terrasses du Riss contiennent déjà des galets de basalte de même que les conglomérats pliocènes de Crespia (Sole-Sabarris, 1957). Les éruptions volcaniques se seraient donc produites du Pliocène au Wurm non compris.

---

(1) F. Kromm : *L'âge et les conditions de sédimentation des couches rouges de l'Eocène terminal entre l'Ampurdan et le Rio Ter* (Province de Gerone, Espagne). *Act Soc. Linn. Bordeaux*, t. CIII, série B, n° 9, 16 p., 2 tabl., 13 pl.

TECTONIQUE

Les affleurements rares et peu étendus du Paléozoïque sur la feuille d'Olot ne permettent pas, par leur seule étude, d'avoir une idée de la tectonique hercynienne dans ce secteur. Ce sont donc essentiellement les plis et les cassures de la couverture tertiaire qui seront rapidement décrits ici. Les déformations les plus tardives (quaternaires) feront l'objet d'autres publications.

La courte description de la série éocène, qui a été faite dans les pages précédentes, a montré la permanence de faciès très littoraux ou continentaux à l'est, de faciès plus franchement marins à l'ouest. Il en résulte qu'à l'« Ilerdien », les dépôts sont surtout calcaires dans la moitié E de la feuille d'Olot, ainsi que dans la partie SW, alors que dans le quart NW et à l'extrémité N prédominent des faciès argileux. Au Lutétien, c'est toute la région située à l'est du Rio Llerca qui a été envahie par la sédimentation argileuse. Cette évolution générale des faciès est accompagnée d'une légère augmentation d'épaisseur d'E vers l'W et du S vers le N.

Ces variations de puissance et de faciès déterminent en grande partie le style des plis de la couverture éocène. Alors qu'à l'est du Rio Llerca, la série éocène moulée sur le substratum granitique et paléozoïque est surtout affectée par une tectonique cassante (voir pl. 3, coupes 1 à 4), dans la zone d'Oix, Talaixa, Baget, dans les parties N et NW de la feuille, les déformations de style beaucoup plus souple sont accompagnées de décollement des assises calcaires sur les formations argileuses (voir pl. 3, coupes 7 et 8).

Sur l'ensemble de la région étudiée, les directions des axes de plissement de la série éocène oscillent entre N 70° E et N 110° E. Ces plis sont couchés ou fortement déversés au sud, dans la partie N et NW de la feuille et passent progressivement vers le sud à des plis dissymétriques, puis symétriques à grand rayon de courbure à la limite des feuilles d'Olot et de Bañolas. A ces plis sont associées des cassures longitudinales E-W et des fronts de chevauchements peu inclinés.

Enfin, un réseau d'accidents de direction moyenne N 160° E a rejoué tardivement, venant recouper les plis et failles de direction moyenne E-W.

I. — LES ACCIDENTS N 140 à N 160° E

Ils forment un réseau très dense et les plus importants d'entre eux, après avoir influé sur la sédimentation lutétienne, sont en partie responsables de la morphologie du versant sud des Pyrénées. Les deux principaux sur la feuille d'Olot sont :

— la faille de San Miguel de Pera, au nord d'Olot ;

— La faille d'Albaña dans la partie occidentale de la feuille.

Ces deux failles délimitent, en gros, trois panneaux. Leur rejet vertical maximum atteint près de 1 000 m, puisqu'elles mettent en contact anormal, granite ou Paléozoïque d'une part et marnes lutétiennes d'autre part. Par ailleurs, les décalages sur la carte, des axes des plis et des pointements granitiques suggèrent que ces accidents ont également une composante horizontale appréciable. A l'W et au NW d'Albaña les calcaires du Lutétien inférieur sont décalés d'un km par la faille d'Albaña. De même, les intercalations argileuses de l'Ilerdien, à l'est de la faille, sont ramenées vers le sud de plus d'un km.

La valeur du décrochement est beaucoup plus difficile à estimer dans le cas de la faille de San Miguel de Pera. Le dessin des plis semble montrer que ce sont les terrains situés à l'est de la faille qui ont été décalés vers le sud.

Les autres accidents transverses ont un rejet vertical qui n'excède pas 200 m. Toutefois, quand ils sont groupés en faisceaux, leurs rejets additionnés peuvent devenir importants : c'est le cas des accidents qui, à l'est du Rio Llerca, affectent l'extrémité occidentale de l'anticlinorium de la Madre del Monte.

II. — Les PLIS ET LES ACCIDENTS E-W

Les failles d'Albaña et de San Miguel de Pera délimitent trois panneaux qui sont, d'ouest en est :

— le panneau d'Olot ;

— le panneau de Bassagoda - Coma Negra ;

— le panneau d'Albaña.

Les plis et les cassures affectant la couverture éocène vont être décrits successivement sur chacun des panneaux et du N au S.

1. — Le panneau d'Olot :

Du N vers le S se succèdent :

— les replis des calcaires cuisiens et lutétiens à l'W de San Miguel de Pera ;

— l'anticlinal granitique de Montmayor ;

— le monoclinal de Montmayor, le synclinal de Capsech et l'anticlinal de Canadell ;

— l'anticlinal du Fluvia, chevauchant les molasses de l'Eocène supérieur au nord de la plaine d'Olot ;

— la plaine d'Olot recouverte par les laves quaternaires.

a) *Les replis des calcaires cuisiens et lutétiens à l'W de San Miguel de Pera :*

Ce sont des replis presque couchés, donnant un style isoclinal à cette région. Leurs axes s'infléchissent de la direction N 80° E à N 40° E, à proximité de la faille de San Miguel de Pera. Le style souple, serré et isoclinal de ces déformations suggère un décollement de la couverture éocène au niveau des argiles et grès cuisiens.

b) *L'anticlinal granitique du Montmayor :*

Cet affleurement de granite affecté de nombreuses fractures parallèles à la faille de San Miguel de Pera, est limité au nord par une ligne de contact anormal au contour très sinueux ; c'est le calcaire « ilerdien », très broyé qui repose sur le granite. Ce plan de contact anormal pourrait être attribué au jeu d'une faille normale dans le socle granitique. Mais si l'on se souvient que toute la série éocène de cette région est déversée et souvent glissée vers le sud, et que ce contact anormal très incliné se trouve sur le flanc nord d'une structure anticlinale, on peut interpréter un tel contact faillé comme la surface de rabottage basal de la série éocène.

Le flanc sud de la structure anticlinale de Montmayor contraste fortement avec le flanc nord qui vient d'être décrit. L'Eocène repose en contact normal sur le granite et est seulement affecté de repli de collapse de faible amplitude. Dans ce monoclinal est représentée toute la série éocène du Garumnien au Lutétien supérieur.

c) *Le synclinal de Capsech et l'anticlinal de Canadell :*

Au sud du monoclinal de Montmayor réapparaissent des plis dissymétriques, à flanc sud subvertical, et d'orientation générale N 80° E. Les plus importants sont le synclinal de Capsech et l'anticlinal de Canadell.

d) *L'extrémité orientale de l'anticlinal du Fluvia :*

Au sud de l'anticlinal de Canadell, les maciños du Lutétien supérieur dessinent un pli anticlinal de direction E-W, déversé au sud et chevauchant les molasses de l'Eocène supérieur. Vers l'est, au sud de Castellfulit, c'est-à-dire dans le prolongement de la faille de San Miguel de Pera, le plan axial de cet anticlinal se redresse et la structure anticlinale que j'appellerai anticlinal du Fluvia, devient presque symétrique. En définitive, le déversement de l'anticlinal du Fluvia au SW de la faille de San Miguel

de Pera semble lié au jeu de cette faille. Il correspond à une torsion de l'anticlinal dans le prolongement du compartiment déplacé vers le sud.

e) *La plaine d'Olot :*

Au sud de l'anticlinal du Fluvia, les laves basaltiques recouvrent presque entièrement les molasses de l'Eocène supérieur, masquant toutes les structures et en particulier la terminaison N d'un grand accident N 150° E : la faille d'Amer-Olot, bien visible sur les feuilles de Manlleu et de Bañolas.

2. — Le panneau Bassagoda - Coma Negra.

C'est le panneau médian, encadré par les failles d'Albaña et San Miguel de Pera. On y observe, du nord au sud, les unités tectoniques suivantes :

— les synclinaux de Coma Negra et del Ferré, l'anticlinal de Baget ;

— les pointements granitiques de San Anyol et de Musols, les anticlinaux du Pla de Antequera, de Talaixa, de Musols ;

— les replis du Cuisien-Lutétien inférieur au sud de Musols et Bassagoda-Talaixa ;

— les pointements granitiques de Mestreca-Oix, Bassagoda, Albaña ;

— les plis de collapse du Cuisien-Lutétien au sud de la Sierre Mestreca ;

— le plateau de Llorona et l'anticlinorium de la Madre del Monte.

— le synclinorium du Fluvia ;

— les plis au sud du Fluvia.

a) *Les synclinaux de Coma Negra et del Ferré, l'anticlinal de Baget :*

Sur la bordure N de la feuille d'Olot, la série garumnienne et ilerdienne est affectée de plis très déversés au sud, voire même couchés, dûs au décollement de la base de la série éocène. Dans le secteur de Baget à Coma Negra, ces plis de direction N 80° à N 90° E sont affectés d'une schistosité de même direction que les axes des plis mais toujours pentés vers le nord.

Dans la partie orientale du panneau, les axes des plis s'infléchissent vers le NE. Cet infléchissement est en rapport avec le jeu de la faille d'Albaña, dont la lèvre W a été déplacée vers le N.

b) *Les pointements granitiques de San Anyol et de Musols, les anticlinaux du Pla de Antequera, de Talaixa et de Musols :*

Dans la moitié est du panneau de Bassagoda - Coma Negra, le calcaire à Alvéolines qui forme l'armature de l'anticlinal de San Anyol et du synclinal del Ferré repose en contact anormal sur le granit qui affleure en deux boutonnières, à San Anyol et au nord de Musols. Sur le bord sud de ces pointements, la série paléozoïque et garumnienne est en position normale sur le Paléozoïque, comme dans le cas de la structure de Montmayor, précédemment décrite.

Quoique l'analogie entre la zone de Montmayor d'une part, et celle de Musols et San Anyol d'autre part soit frappante, il faut noter que dans ces deux derniers cas, le contact faillé ilerdien-granit est subvertical, en tous cas beaucoup plus incliné qu'à Montmayor. L'influence de failles normales du socle semble ici prépondérante. Toutefois, l'hypothèse d'un rabottage basal de la série éocène n'est également pas à écarter complètement : en effet, à l'extrémité W du granit de Musols, la disparition par laminage des schistes paléozoïques et du Garumnien se fait progressivement du flanc S au flanc N, et semble liée à la présence de repli de collapse des calcaires ilerdiens rabottant le socle granitique.

A l'W, dans le prolongement des massifs granitiques qui viennent d'être décrits, les calcaires à Alvéolines ilerdiens forment des plis dissymétriques, dont les flancs sud sont souvent verticaux et dont les axes ont une direction moyenne N 80° E.

c) *Les replis des marnes et grès du Cuisien - Lutétien inférieur au sud des pointements granitiques de Musols et San Anyol :*

Au sud des masses calcaires ilerdiennes de Bassagoda, Musols, et du Pla de Antequera, les marnes et grès cuisiens ainsi que les calcaires en petits bancs du Lutétien inférieur décrivent une structure synclinale dont l'axe est décroché par plusieurs accidents transverses. Cette structure est compliquée par des plis de collapse des calcaires

lutétiens inférieurs. Ces plis sont particulièrement visibles dans le chemin d'Albaña à Llorona. Il y a donc dans ce secteur encore, décollement de la série éocène au niveau des marnes du Cuisien.

Le flanc sud de ce synclinal est redressé à la verticale le long d'une faille normale subverticale, la faille de l'Ermita Riu, de direction générale E-W et qui coupe en deux le panneau de Bassagoda - Coma Negra. Le rejet vertical de cette faille est de l'ordre de 500 m et l'analyse des structures mineures semble indiquer qu'elle n'a joué que dans le sens vertical.

d) *Les affleurements granitiques et paléozoïques de Mestreca, du Puente de Valenti, de Bassagoda et d'Albaña :*

Au nord de la sierra Mestreca, dans la vallée du Rio Llerca (N de Puente Valenti), au sud de Bassagoda, à l'est d'Albaña, le granite et le Paléozoïque affleurent en boutonnières dans des structures identiques à celles de Montmayor, de San Anyol et de Musols.

La faille de l'Ermita Riu, précédemment décrite, limite au nord les affleurements du socle granitique ou paléozoïques. Au sud, les couches rouges garumniennes reposent en contact normal sur le Paléozoïque.

e) *Les plis de la série Cuisien-Lutétien au sud du granite de Mestreca :*

Entre la Riera de Oix et le Fluvia, deux niveaux de décollements principaux provoquent d'importants phénomènes de collapse dans la couverture éocène. Alors que les calcaires à Alvéolines arment des structures moulées sur le socle paléozoïque (anticlinal du Puente Valenti, anticlinal de Sadernas), les calcaires du Lutétien inférieur et du Cuisien, décollés au niveau des argiles cuisiennes, forment des plis assez serrés, bien visibles, notamment dans les environs de Romagueras et de la Sierra del Cucu.

Un deuxième niveau de décollement se situe à la base de la série argileuse du Lutétien moyen. Il provoque en certains points (Santa Barbara) le chevauchement du calcaire lutétien inférieur sur les marnes bleues du Lutétien moyen. Il est surtout responsable du phénomène de collapse générale de ces marnes bleues au sud d'Oix. Ce glissement s'accompagne d'une schistosité à pendage N parfois replissée, et est postérieur à un premier modelage des plis (1).

Entre cette zone de collapse et la vallée du Rio Llerca, à l'est, la série devenant plus calcaire est moins facilement glissée vers le sud et les couches sont alors plissées en anticlinaux et synclinaux dissymétriques, à flanc S vertical ou légèrement déversé et d'orientation générale E-W.

A l'Est du Rio Llerca, ces structures sont interrompues par un faisceau d'accidents transverses de direction moyenne N 160° E.

f) *Les plis de la série Cuisien-Lutétien calcaire au sud de Musols : plateau de Llorona et anticlinorium de la Madre del Monte :*

Alors que dans la moitié W du panneau de Bassagoda - Coma Negra, la nature essentiellement argileuse de la couverture provoquait d'importants phénomènes de collapse, dans la partie E (au SE de Bassagoda), la série éocène surtout calcaire est beaucoup plus solidaire du substratum. C'est notamment le cas de la zone située au sud de Musols, le plateau de Llorona. La tectonique cassante du socle y est très apparente : de nombreux accidents de direction N 160° E ou N 30° E y recoupent des cassures E-W et des plis à grands rayon de courbure de la série lutétienne. Cette série lutétienne n'est d'ailleurs absolument pas affectée par la schistosité que l'on observe plus à l'est dans les mêmes niveaux.

Au sud de cette plate-forme de Llorona, les barres calcaires lutétiennes arment des plis déversés au sud, qui constituent l'anticlinorium de la « Madre del Monte » et dont la direction moyenne est comprise entre N 100° E et N 120° E. Du N vers le S se succèdent :

— l'anticlinal des points côtés 1092 et 1055 ;
— le synclinal de Nuestra Señora del Monte ;
— l'anticlinal de Nuestra Señora del Monte ;
— le synclinal de la Calma et de Malval :
— les anticlinaux de Monteya et de Castellet.

(1) M. GOTTIS - F. KROMM : *Influence des variations de faciès de l'Eocène de la région d'Oix (prov. de Gérone Espagne) sur le style tectonique.* C.R.S.G.F. à l'impression.

Toutes ces structures, recoupées par des accidents transverses peu importants, sont à axe subhorizontal, sont fortement déversés au sud et sont affectés d'une schistosité à pendage N de même direction que les axes.

Enfin, sur les flancs Sud des antielinaux, les plus méridionaux (anticlinaux de Monteya et de Castellet) à pendages inverses N, la disharmonie de plissement entre les calcaires et les marnes à gypse provoque un chevauchement de la masse calcaire du Lutétien inférieur et moyen sur les marnes gypseuses. La flèche de chevauchement est au maximum de quelques centaines de mètres.

A l'ouest, un faisceau d'accidents transverses déjà signalés interrompt ces structures et les sépare des plis de la vallée du Llerca.

g) *Le synclinorium du Fluvia :*

La vallée du Rio Fluvia, en partie recouverte par des dépôts quaternaires et récents (alluvions, éboulis, coulées basaltiques) correspond à une vaste structure synclinale au cœur de laquelle ont été conservées les marnes bleues du Lutétien moyen et les « Maciños » du « Lutétien supérieur ». De nombreux replis, toujours déversés au sud, affectent les marnes bleues à gypse alors que le matériel gréseux du Lutétien supérieur a subi des déformations beaucoup moins intenses, à grands rayons de courbure (synclinal de Beuda, synclinal de Cos). Les affleurements éocènes étant dans cette zone très limités en superficie, et dispersés, il est difficile de connaître la géométrie des plis, surtout dans les formations argileuses, et le tracé des axes portés sur la carte est très hypothétique.

h) *Les plis au sud du Fluvia :*

Sur la rive droite du Rio Fluvia, les marnes bleues et les maciños du Lutétien supérieur dessinent des plis recoupés perpendiculairement par les affluents du Fluvia.

Le plus septentrional de ces plis est un anticlinal E-W, visible au sud de Montagut, l'anticlinal du Fluvia : son flanc S se lamine et se déverse vers l'W pour venir chevaucher les couches rouges de l'Eocène supérieur au sud de Castellfulit de la Roca.

Plus au sud, les plis qui affectent la masse des conglomérats du massif de San Julian annonce déjà le style tectonique de la Cordillère prélittorale catalane. Les plus importants sont, du N vers le Sud :

— l'anticlinal de San Ferréol, de direction E-W, à peu près symétrique et dont les pendages ne dépassent pas 60° ;

— l'anticlinal de Can Palome, structure dissymétrique dont le flanc S est parfois subvertical ;

— le synclinal de San Julian ; des replis à flancs sud subvertical affectent le flanc N, les pendages ne dépassent pas 30°.

Tous ces plis sont masqués à l'W par les laves basaltiques de la région d'Olot, à l'est par les importantes formations conglomératiques plio-quaternaires de la plaine de l'Ampurdan.

3. — Le plateau d'Albaña.

A l'est de la faille d'Albaña se succèdent du nord au sud, dans le quart NE de la feuille d'Olot :

— le synclinal d'Alfau ;
— l'anticlinal de San Lorenzo ;
— le synclinal de Cistella.

a) *Le synclinal d'Alfau :*

Cette structure dissymétrique, à flanc nord déversé, est chevauché au nord par la klippe du Monte Grillera. Son axe de direction moyenne N 80° E s'infléchit vers le SE, à proximité de la faille d'Albaña et est recoupé par de nombreuses failles transverses à l'W de San Lorenzo de la Muga.

b) *L'anticlinal de San Lorenzo de la Muga :*

Ce pli, d'axe absolument parallèle à celui du synclinal d'Alfau, est fortement dissymétrique ou légèrement déversé au sud. Des replis, bien marqués par les bancs de calcaires ilerdiens, viennent compliquer la structure du flanc nord.

c) *Le synclinal de Cistella :*

Au sud de l'anticlinal de Cistella, une très vaste structure synclinale est en grande partie recouverte sur son flanc sud par le plio-quaternaire de la plaine

de l'Ampurdan. Les molasses de l'Eocène moyen et supérieur y affleurent largement sur le flanc nord, avec des pendages décroissant régulièrement vers le cœur de la structure et sans complications tectoniques importantes. L'axe de ce synclinal E-W prend une direction presque parallèle à la faille d'Albaña à proximité de celle-ci.

III. — CONCLUSIONS :

VARIATIONS DU STYLE TECTONIQUE ET AGE DES DEFORMATIONS

1° Le style des déformations de la couverture éocène évolue de façon sensible de l'est vers l'ouest de la faille d'Olot. Dans la moitié E, les plis moulent les déformations du socle paléozoïque et granitique et notamment les failles E-W de ce socle. Dans cette zone, les décollements de la couverture sont locaux, de faible amplitude et n'affectent généralement que certains niveaux argileux du Cuisien. Cependant, on a vu que l'hypothèse d'un rabottage basal de la série ilerdienne pouvait être envisagé sur le flanc N de certaines structures anticlinales.

Dans la moitié W de la faille d'Olot, la nature argileuse de la série éocène confère aux plis un style beaucoup plus souple et les phénomènes de collapse se généralisent à plusieurs niveaux de la série : Garumnien (au N de Montmayor, Cuisien-Lutétien argileux). Une schistosité de fracture accompagne des déformations.

2° Les accidents de direction N 160° E ou 30° E qui recoupent les plis et cassures E-W et leur sont donc postérieures, ont parfois une composante horizontale non négligeable, soulignée par la déformation des axes des plis, le décalage des faciès d'une même formation de part et d'autre de l'accident, la présence de plis à axes très inclinés. Ainsi, le rejet horizontal de la faille d'Albaña est de plus d'1 km.

3° La description des structures d'échelles kilométriques et celles des déformations mineures, jointes aux observations stratigraphiques et sédimentologiques, permet de déterminer l'âge relatif des déformations.

— Dès le Lutétien, les grands accidents de direction N 160° E ont découpé ce secteur pyrénéen en panneaux dont l'individualité se traduit par une sédimentation particulière sur chacun d'eux.

— Lors de la surrection, très graduelle, de la zone axiale, à partir du sommet du Lutétien, dans un premier modelage, les plis de la couverture éocène ont moulé les déformations du socle.

— Par la suite, d'importants phénomènes de collapse ont affecté la série éocène à divers niveaux (marnes du Cuisien, marnes du Lutétien moyen) dans la partie orientale de la faille d'Olot.

— La morphologie actuelle de cette région est surtout due au rejet des grands accidents transverses qui recoupent les structures E-W. Des déversements et des chevauchements tels que celui de l'anticlinal du Fluvia dans la région d'Olot semblent être la conséquence du déplacement latéral de certains panneaux au cours de cette phase de fracturation.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

ASHAUER (Hans), 1931. — « La terminacion oriental de los pirineos ». *Cons. Nac. Inv. cient.* Centro Lucas Mallada : Publicaciones alemanas en Espanol. Traduction de San Miguel de la Camara, Madrid, 1943, p. 203-232.

ASHAUER (Hans) et TEICHMULLER (Rolf), 1936. — « Origen y desarollo de las cordilleras variscas y alpidiscas de Cataluña. » *Cons. Nac. Inv. Cien.* Centro Lucas Mallada. Publicaciones extranjeras sobre geologia de España, t. III, Madrid, 1943.

CANADA-GUERERRO (F.), 1964. — « Sintesis geologica sobre el Paleozoïco y Prepaleozoïco del Extremo oriental de los Pirineos en la zona Rosas-Gerona. » *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. España*, n° 75, 3e trimestre, p. 119-155.

CAREZ (L.), 1881. — « Etude des terrains crétaeés et tertiaires du Nord de l'Espagne. » Paris, édit. Savy.

CHEVALIER (M.), 1914. — Note préliminaire sur la géologie de la Catalogne orientale. *B.S.G.F.*, 4e série, t. XIV, p. 157-178.

CHEVALIER (M.), 1931. — Tectonique de la Catalogne. *Ass. Et. Médit. Occid.*, vol. II, 1re partie, n° 3, 24 p., 8 fig., 4 pl.

DALLONI (M.), 1930. — Etude géologique des Pyrénées catalanes. *Annales Fac. Sc. Marseille*, t. XXVI.

FONTBOTE (J.-M.), et GARCIA (R.B.), 1958. — Le versant Sud des Albères. *C.R. Soc. Géol. France*, (6), t. VIII, p. 939.

FONTBOTE (J.M.) et GUITARD (G.), 1958. — Aperçu sur la tectonique cassante et de la zone axiale des Pyrénées orientales entre les bassins de Cerdagne et de l'Ampurdan-Roussillon. *Bull. S.G.F. France*, (6), t. VIII, p. 884-890.

FONTBOTE (J.M.) et VILLALTA (J.F.), 1958. — Le versant espagnol des Pyrénées orientales (Ampurdan). *B.S.G.F.*, (6), t. VIII, p. 939-960.

GARCIA (R.), 1958. — C.R. Excursion Soc. Géol. « De Perthus à Darnius ». Coupe du Mézozoïque de Masarach. *B.S.G.F.*, (6), t. VIII, p. 949-952.

GOTTIS (M.) et VEILLON (M.), 1962. — Réflexions sur la stratigraphie de l'Eocène de l'extrémité orientale du Bassin d'Aquitaine. Colloque paléogène Bordeaux. *Procès-verbaux Soc. Lin. Bordeaux*, t. CII, n° 1, série B (1965).

GUARDIA (P.), 1964. — Volcans tertiaires et quaternaires de la province de Gerona et paléomagnétisme de leurs coulées. *Revue Géog. phys. Géol. Dyn.*, vol. VI, fasc. 3, p. 201-210.

MARCET-RIBA (J.), 1956. — El vilafranquiense de la vertiente meridional de los Pirineos orientales, en la provincia de Gerona (España). *Act. IIe congrès études pyrénéennes*, t. II, sect. 1, p. 143-147.

MARCET-RIBA (J.), 1958. — Estudio estratifico del Eoceno de Esclaña (Baja Ampurdan, provincc de Gerona).

MASACHS-ALAVEDRA (V.), 1953. — Explicacion de la hoja nº 295 (Bañolas) del mapa de España, escala 1/50 000e. *Inst. Geol. y Min.*, Madrid.

MENGEL (O.), 1906. — Crétacé supérieur et Nummulitique des régions de Coustouges et de la Manère. *Bull. Serv. Carte Géol. France*, t. XVI, p. 108-111.

MENGEL (O.), 1906. — Feuilles de Prades et de Céret. *Bull. Serv. Carte Géol. France*, t. XVI, p. 136-144.

MENGEL (O.), 1908. — Feuilles de Prades et de Céret. *Bull. Serv. Carte Géol. France*, t. XVIII, p. 110-117.

MENGEL (O.), 1908. — Feuilles de Prades et de Céret. *Bull. Serv. Carte Géol. France*, t. XIX, p. 124-130.

MENGEL (O.), 1910. — Feuilles de Prades et région adjacente : Sud de la feuille et région espagnole adjacente. *Bull. Serv. Carte Géol. France*, t. XX, p. 132-145.

SAN MIGUEL DE LA CAMARA (M.) et MARCET-RIBA (J.), 1926. — Région volcanique d'Olot. XIVe Congrès Géol. Inter. Madrid. *Livret Guide Excurcion* C4.

SOLE-SABARIS (L.), 1933. — La geologia de los Alrededores de Figueras. *Ass. para Est. Geol. Medit. occid., Barcelona.*

SOLE-SABARRIS (L.), 1958. — Excursion à Olot. Nuria y Puigcerda. IIIe Congreso Internacional de estudios pirenaicos.

SOLE-SABARRIS (L.) et MARCET-RIBA (J.), 1949. 1/50 000e. *Inst. Geol. y Min. España.*

STUART-MENTEATH (P.W.), 1898. — Observations sur la région volcanique d'Olot. *B.S.G.F.*, 3e série, t. XXVI, p. 68.

VIDAL (L.M.), 1898. — Compte-rendu de l'excursion de Gerona à Olot et San Juan de las Abadesas les 25, 26 et 27 septembre 1898. *B.S.G.F.*, (3), t. XXVI, p. 674-678.

VILLALTA (J.F.L.), — Le Néogène de l'Ampurdan. *C.R. Soc. Géol. France*, (6), t. VIII, p. 947-948.

VIRGILI (C.), 1962. — Le trias du N.E. de l'Espagne. *Mém. Soc. Géol. France.* Livre jubilaire à la mémoire du professeur Paul Fallot, t. I. p. 301-311.

ACHEVÉ D'IMPRIMER
LE 20 JUILLET 1968
SUR LES PRESSES DE
L'IMPRIMERIE
GUY DUCROS
44, RUE DE MADRID
BORDEAUX
(FRANCE)

Dépôt legal 3e trimestre 1968

TOME 104 1967 Série B - N° 18

MUS. COMP. ZOOL. LIBRARY
JUL 23 1970
HARVARD UNIVERSITY

ACTES
DE LA
SOCIÉTÉ LINNÉENNE
DE BORDEAUX

FONDÉE LE 25 JUIN 1818
et reconnue comme établissement d'utilité publique
par Ordonnance Royale du 15 juin 1828

NOUVELLES DÉCOUVERTES PALÉONTOLOGIQUES DANS LES FACIÉS CONTINENTAUX DITS DE "LA MOLASSE DE L'AGENAIS"

Michel RINGEADE

Laboratoire de Géologie dynamique
Faculté des Sciences de Bordeaux.

Hôtel des Sociétés Savantes
71, Rue du Loup
BORDEAUX

TOME 104 1967 SÉRIE B - N° 18

ACTES DE LA SOCIÉTÉ LINNÉENNE DE BORDEAUX

SÉANCE DU 5 JUILLET 1967

Nouvelles découvertes paléontologiques dans les faciès continentaux dits de "la Molasse de l'Agenais"

par Michel RINGEADE

Laboratoire de Géologie dynamique
Faculté des Sciences de Bordeaux.

Dans les formations continentales du Sud-Ouest de la France nous avons déjà signalé la présence de petits Mammifères et de Charophytes dans les faciès dits « Marnes à Unio du Bazadais » de l'Oligocène supérieur [4] et dans ceux de « la Molasse du Fronsadais » de l'Oligocène inférieur [5].

Le lavage systématique des « Molasses de l'Agenais » de l'Oligocène moyen nous a permis de découvrir 4 nouveaux points fossilifères, notamment en petits Mammifères et en Charophytes :

— Massels, commune du Lot-et-Garonne ;

— Lacam, lieu-dit de la commune de Massels en Lot-et-Garonne ;

— La Capelle, lieu-dit de la commune d'Auradou, en Lot-et-Garonne ;

— Saint-Just, commune du Lot-et-Garonne.

HISTORIQUE

Le premier point situé tout près du bourg de Massels fut découvert dans une carrière ouverte depuis peu au cours d'une sortie organisée avec MM. Mario PARRA et Dominique VERRIN, étudiants en géologie.

Dans les trois autres points, Lacam, La Capelle (Comberatière) et Saint-Just, depuis 1888, de nombreux auteurs (1) ont signalé avoir recueilli des restes de Mammifères fossiles mais sans mentionner de Rongeurs ni de Charophytes.

(1) Pour la bibliographie, voir M^lle^ Marguerite RICHARD [2].

FAUNE

L'étude de la faune de ces gisements de la Molasse de l'Agenais est actuellement reprise par M. Mario PARRA et par nous-même. Elle fera l'objet de publications ultérieures. Nous mentionnerons simplement dans un tableau récapitulatif ci-dessous les principaux groupes de Rongeurs rencontrés au stade de la prospection ainsi que les Charophytes.

Rongeurs :

	Massels	Saint-Just	La Capelle	Lacam
Théridomyidés			+	+
Gliridés		+		
Sciuridés	+	+		
Cricétidés				
Cricetodon I	+	+	+	
Cricetodon II	+		+	
Cricetodon III			+	
Mélissiodontidés		+		
Zapodidés	+			
Eomyidés	+	+	+	+
Rhizospalacidés	+			

Biochronologie :

La présence d'un *Cricetodon* au stade évolutif voisin de *collatum* SCHAUB., permet de classer ces faunes dc la Molasse de l'Agenais soit dans la partie supérieure de la zone de Coderet (sous-zone de Küttigen), soit dans la zone biochronologique de Paulhiac [6].

L'existence de plusieurs lignées de Rongeurs (Théridomyidés, Rhizospalacidés, etc.) connues dans la zone de Coderet permettent d'attribuer ces faunes à la sous-zone de Küttigen.

Remarques : Dans le tableau ci-dessus trois espèces de Cricétidés sont signalées, une présente des affinités avec l'*Eucricetodon collatum* SCHAUB, une autre peut-être avec l'*Eucricetodon gerandianum* GERVAIS. La troisième correspond à une nouvelle espèce, présente elle aussi dans le gisement de Coderet.

A l'occasion d'un travail précédent sur les Cricétidés de Gans et d'Aillas [3], nous avions émis l'hypothèse qu'au lieu d'une lignée guide *Eucricetodon*, il existait peut-être deux lignées évoluant parallèlement, l'une passant par le stade *collatum* et l'autre par le stade *gerandianum*. L'étude des Cricétidés des gisements de la Molasse de l'Agenais semble devoir renforcer cette hypothèse.

Nous attendons cependant d'avoir davantage de matériel pour l'affirmer et le prouver.

Charophytes :

Les oogones de Charophytes rencontrés appartiennent à deux espèces :

Tectochara meriani L. et N. GRAMBAST ;

Rhabdochara langeri (Ettings) MADLER.

La première se rencontre du Ludien au Pliocène.

La deuxième, en principe, de l'Oligocène supérieur (Chattien) au Miocène inférieur (Aquitanien).

Il est à remarquer que nous avions signalé la présence de ces deux mêmes espèces dans les Marnes à *Unio* de Gans et d'Aillas [3].

POSITION STRATIGRAPHIQUE

Ces horizons molassiques fossilifères sont tous situés à quelques mètres en dessous du Calcaire blanc de l'Agenais, Oligocène supérieur (Chattien de certains auteurs).

La Molasse de l'Agenais passe pour être l'équivalent latéral d'une partie du Calcaire à Astéries, Oligocène moyen [1].

Ces niveaux supérieurs de la Molasse de l'Agenais fossilifères correspondraient donc à la partie terminale de l'Oligocène moyen.

CONCLUSION

Plusieurs problèmes se posent à nous :

— *D'ordre stratigraphique :* le sommet des faciès dits de « la Molasse de l'Agenais » doit-il être considéré comme un passage latéral de la partie terminale du « Calcaire à Astéries » ou comme la base du « Calcaire blanc de l'Agenais » ?

L'étude comparative des faunes de la « Molasse de l'Agenais » et de celles du « Calcaire Blanc » ou de ses équivalents (faunes de Coderet, Aillas, Gans et Paulhiac) doit nous permettre de trancher la question.

— *D'ordre paléontologique :* les variations évolutives des Cricétidés de la lignée *Eucricetodon* peuvent-elles s'expliquer plus facilement par l'existence de deux lignées évoluant parallèlement ou par des variations continues dans le temps ?

Ces problèmes une fois résolus, il nous sera certainement plus facile d'établir des corrélations entre toutes ces formations continentales et ainsi de préciser la position stratigraphique de la plupart d'entre elles.

BIBLIOGRAPHIE

1. Blayac (J.), 1906. — Feuille de La Réole. *C.R. des Coll. du Bull. Serv. Carte Géol. de France*, vol. XVI, p. 92-94.

2. Richard (M.), 1946. — Contribution à l'étude du Bassin Aquitain. Les gisements de Mammifères tertiaires. *Mém. de la Soc. Géol. de France*, n° 52, p. 149 et 157.

3. Ringeade (M.), 1966. — Etude sur les sites classiques de passage oligo-miocènes en Aquitaine. Analyse comparative de faunes de Rongeurs en Aquitaine et en Languedoc. Thèse de 3e cycle, Bordeaux.

4. Ringeade (M.), 1967. — De quelques niveaux continentaux oligo-miocènes d'Aquitaine. Intérêt des faunes de Rongeurs recueillies. *Actes de la Soc. Linn. de Bordeaux* (1967), t. CIV, série B. n° 6.

5. Ringeade (M.), 1967. — Etude en Aquitaine de niveaux continentaux à la limite Eocène-Oligocène. Découverte de Rongeurs Théridomorphes. *Actes de la Soc. Linn. de Bordeaux* (1967), t. CIV, série B, n° 7.

6. Thaler (L.), 1965. — Une échelle de zones biochronologiques pour les Mammifères du Tertiaire d'Europe. *C.R. somm. Soc. Géol. de France* (1965), fasc. IV, p. 118.

ACHEVÉ D'IMPRIMER
25 SEPTEMBRE 1967
SUR LES PRESSES DE
L'IMPRIMERIE
GUY DUCROS
44, RUE DE MADRID
BORDEAUX
(FRANCE)

Dépôt légal 3e trimestre 1967

TOME 104 1967 Série B - N° 19

MUS. COMP. ZOOL. LIBRARY
JUL 28 1970
HARVARD UNIVERSITY

ACTES
DE LA
SOCIÉTÉ LINNÉENNE
DE BORDEAUX

FONDÉE LE 25 JUIN 1818
et reconnue comme établissement d'utilité publique
par Ordonnance Royale du 15 juin 1828

ÉTUDE DE CERTAINS PHÉNOMÉNES ÉOLIENS FOSSILES DU BLAYAIS ET DE SES ENVIRONS

M.-P. MOULINE
Laboratoire de Géologie dynamique
Faculté des Sciences de Bordeaux.

Hôtel des Sociétés Savantes
71, Rue du Loup
BORDEAUX

TOME 104 1967 SÉRIE B - N° 19

ACTES DE LA SOCIÉTÉ LINNÉENNE DE BORDEAUX

SÉANCE DU 1er JUILLET 1967

Etude de certains phénomènes éoliens fossiles du Blayais et de ses environs

par M.-P. MOULINE

Laboratoire de Géologie dynamique
Faculté des Sciences de Bordeaux.

I

La terminaison périanticlinale SE de l'accident de Jonzac est recouverte d'un manteau de plusieurs épandages alluviaux d'argiles, sables et graviers qui se sont successivement mis en place de l'Eocène au Pliocène. Du point de vue géomorphologique, la surface enveloppe des crêtes réparties de part et d'autre de cet accident suggère que cette zone a correspondu à une certaine époque à un mont dont l'axe correspond aujourd'hui à la vallée en combe de la Seugne. Le flanc SW de ce mont : des Grands-Bonards, commune de Saint-Génis-de-Saintonge jusqu'aux environs de Saint-Savin-de-Blaye, de Sain-Ciers-sur-Gironde jusqu'à Bédenac, puis sur une zone isolée des environs de La Clotte, présente la particularité d'être parsemé de nombreux affleurements de quartz à facettes. Plusieurs problèmes sont posés par l'existence de tels galets et on peut se demander si leur origine est liée au remaniement d'une formation antérieure ou s'ils sont la marque de phénomènes d'érosion pénécontemporaine du dépôt du matériel ou enfin si ce phénomène se trouve dans le contexte bien connu riche des phénomènes périglaciaires tels les recouvrements en manteau de sables nivéoéoliens typiques dans les Landes, des cryoturbations dans le Bordelais, des galets et fragments dressés dans l'Entre-Deux-Mers, des veines de « trufe pulvérulent » dans les mollasses du Fronsadais ?

II

D'assez nombreuses coupes sont connues dans les zones jonchées de tels galets. Les plus belles sont observables au « Terrier des Caillous » dans les environs de Reignac, dans les gravières de la « Chapelle de Notre-Dame-du-Vilain-Nom » au N de Saujon, sur les bords de routes près de Bédenac. Elles sont assez semblables et présentent en général les mêmes phénomènes. Elles montrent :

1° Du point de vue pétrographique, une accumulation de sables, de graviers où sont mêlés des galets de quartz ou de quartzite ;

2° Divers traits sédimentologiques permettant de considérer ces accumulations comme étant des formations fluviatiles : formations d'aspect uniforme sur plusieurs mètres de profondeur et dont les unités sont séparées seulement par des zones de passages diffus ou de simples surfaces de contact à peine soulignées ;

3° Le fait d'être rubéfié dans toute l'épaisseur visible de la formation à l'exception d'une frange plus ou moins réduite cantonnée à la partie sommitale de la coupe.

C'est cette partie, d'ailleurs, qui contient exclusivement les galets à facettes, qui malheureusement ne sont souvent pas en place par les effets des actions anthropogènes. Ils présentent l'intérêt d'être de même nature pétrographique que les galets des couches sous-jacentes et d'être noyés dans des sables et graviers partiellement éolisés eux aussi pétrographiquement semblables à ceux sous-jacents.

De natures pétrographiques diverses : quartz, quartzite, microconglomérat à éléments et ciments siliceux, ils présentent des faces à peu près planes se recoupant suivant des arêtes légèrement sigmoïdes. Une étude à la loupe binoculaire et en lumière rasante montre la présence d'un léger guillochage sur chacune de ces surfaces. A ces galets en sont associés d'autres dont l'hétérogénéité pétrographique se traduit par un burinage si marqué des parties les moins dures qu'ils en présentent un aspect caractéristique. L'action éolienne, en tant que moteur d'une telle érosion est certaine et l'on doit remarquer le caractère exceptionnel de cette réussite géomorphologique qui demande la concomittance de divers phénomènes.

De tels galets sont aussi présents dans les environs de La Clotte où ils peuvent être observés, compris entre les sables rubéfiés tertiaires et un sol subactuel. Ils sont partout ailleurs en surface.

III

Le fait que ces galets, véritables Drei Kanters, soient absents de l'ensemble de la masse de la formation placée au-dessous de la partie sommitale des coupes exclut dès les premiers examens qu'on leur porte, l'hypothèse du remaniement de ce matériel préexistant à leur dépôt là où les observe aujourd'hui. La fraîcheur des arêtes et du guillochage des galets confirme un tel point de vue.

L'étroite relation qui lie la répartition de ces Drei Kanter :

a) A la surface topographique à l'échelle de l'affleurement quel que soit l'âge de celui-ci ;

b) A celle des cimes en particulier ;

c) A leur versant SW à l'échelle du paysage,

élimine l'hypothèse d'un façonnement pénécontemporain du dépôt du matériel qui a supporté de telles actions. Il faut noter d'ailleurs que cette prédominance de se trouver sur des sommets devient de plus en plus fréquente vers l'E.

Reste l'hypothèse quaternariste et l'assujettissement de la répartition des sites à Drei Kanter et d'une partie de la surface enveloppe des crêtes réparties de part et d'autre de l'axe anticlinal de Jonzac — éléments d'un paysage quaternaire induit une telle vue des choses. De plus si l'on admet que les terrains supportant la forêt de la Lande sont constitués de matériaux pliocènes, que les autres affleurements reposent sur des substratums d'âges différents étalés dans l'Eocène, cette dernière hypothèse est confirmée.

A l'échelle de la région, le trait le plus marquant reste la disparité de répartition de tels galets de part et d'autre de l'anticlinal de Jonzac. Et ceci, quoique les deux versants présentent les mêmes conditions pétrographiques pour que cette réussite géomorphologique se manifeste : même matériel sableux transportable au vent, mêmes éléments inertes capables d'être impressionnés puis de conserver la marque d'une action éolienne, même absence de matériel argileux dans les sables encaissants. De même qu'il semble que les Drei Kanter, dans la zone haute de La Clotte, ne se rencontrent qu'au SW de cet accident. Une deuxième série de conclusions alors s'impose. D'abord, il a existé avant la formation du sol forestier des environs de La Clotte, une période où les versants SW de ces topographies étaient totalement dépourvus de végétation et soumis à des vents dominants violents venant du SW. Dans

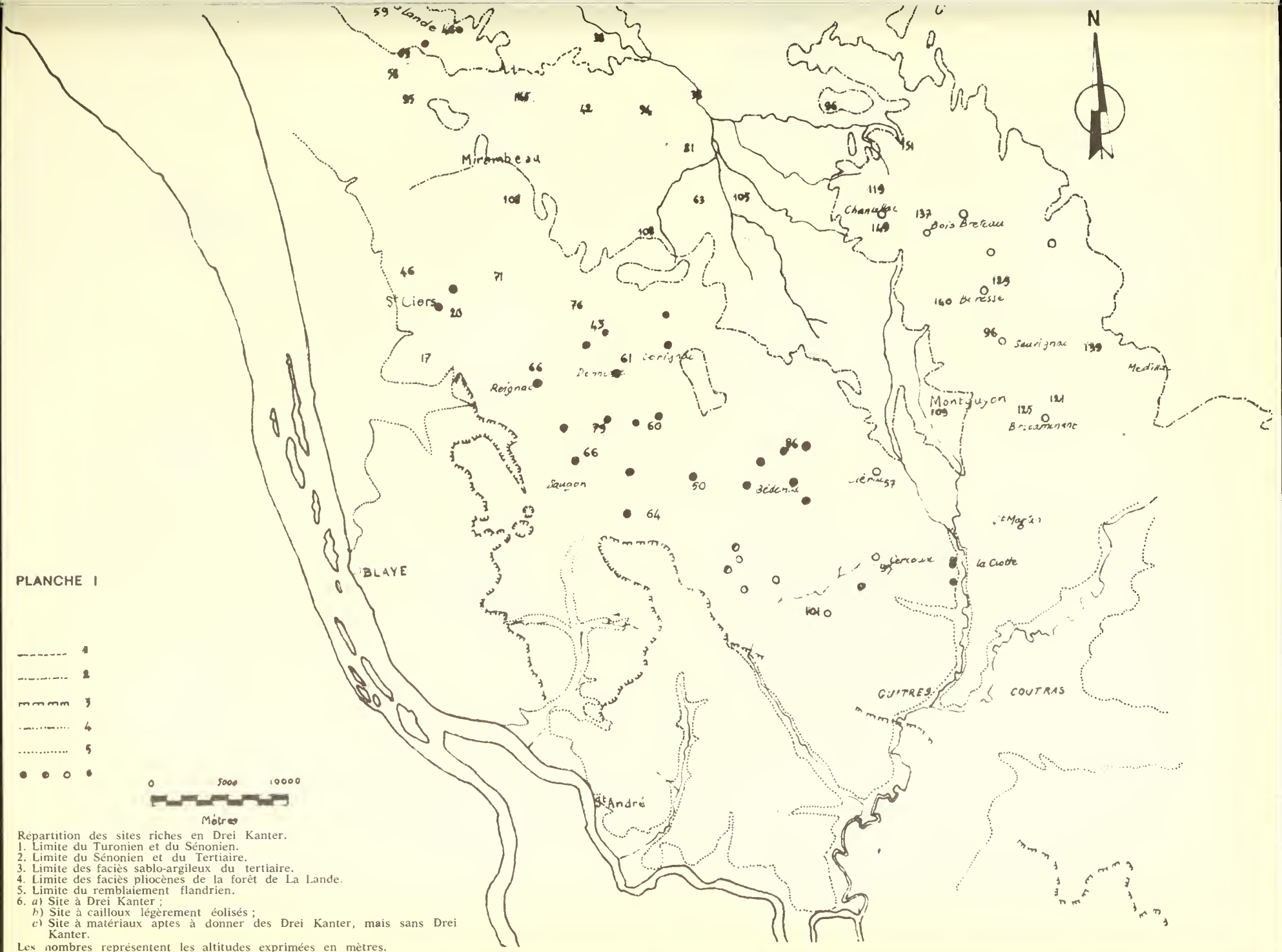


PLANCHE I

Répartition des sites riches en Drei Kanter.
1. Limite du Turonien et du Sénonien.
2. Limite du Sénonien et du Tertiaire.
3. Limite des faciès sablo-argileux du tertiaire.
4. Limite des faciès pliocènes de la forêt de La Lande.
5. Limite du remblaiement flandrien.
6. *a*) Site à Drei Kanter ;
   b) Site à cailloux légèrement éolisés ;
   c) Site à matériaux aptes à donner des Drei Kanter, mais sans Drei Kanter.

Les nombres représentent les altitudes exprimées en mètres.

PLANCHE II

1

2

3 a

b

c

d

4 a

b

c

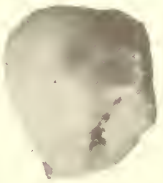
d

Echelle

5 cm

5

6



7

Divers Drei Kanter, provenant du Terrier aux Cailloux (1-3), de La Chapelle-de-Notre-Dame-du Vilain-Nom (2-4), des environs de Bédenac (5-6-7).

le Blayais actuel, il n'est pas rare de subir des vents dont la vitesse est parfois supérieure à 120 km.h. La permanence d'un tel régime de perturbation est à noter et si un paysage dénudé est conforme à l'image que l'on se fait de ceux qui devraient exister pendant les périodes de quaternaire froid, il reste néanmoins à préciser les limites de tels phénomènes dans le temps.

1° L'absence de toute patine sur de nombreux Drei Kanter ou bien leur faible blondissement (quoique aucune étude comparative des couleurs des sédiments et des paléosols du Blayais et des influences paléoclimatiques quaternaires n'ait été systématiquement faite) milite en faveur du caractère relativement récent de ces retouches éoliennes d'une étonnante fraîcheur ;

2° Le fait que les zones à Drei Kanter surtout dans la région de Saint-Ciers, Reignac, Saujon soient cernées de sol podzolique décapité à chaque cime couverte des Drei Kanter, induit à penser que les phénomènes d'éolisation sont récents.

D'autres remarques sont à ajouter. A moins d'admettre que la région synclinale de Bois-Breteau - Boscarament n'avait pas l'assiette que nous lui connaissons aujourd'hui, on est obligé d'admettre en considérant les altitudes des divers affleurements que durant la période active d'éolisation, un relief existait à la place de la dépression de la Seugne.

Les confins du Bordelais septentrionaux limités par des marais ou des forêts présentent un caractère régulier. Ils constituent une marche séparant les pays d'oïl et ceux d'oc et dont la traversée de ces marches était redoutée des hommes jusqu'au début du siècle passé et soulignent, avant toute étude géomorphologique le caractère particulier de ces pays qui vont de la Saintonge méridionale à la Double périgourdine qui, déserts, dès la fin du quaternaire vont garder jusqu'à nos jours l'empreinte de ce premier destin.

BIBLIOGRAPHIE

1. Alimen (H.), 1954. — Colorimétrie de sédiments quaternaires et Paléoclimats. *B.S.G.F.*, 6e série, n° 4, p. 609-618.

2. Capot-Rey (R.), 1953. — Le Sahara français. *P.U.F.*

3. Cavaille, 1951. — Les sols de boulbène de l'Aquitaine et les climats quaternaires. *Rev. Géogr. Pyrénées et SW*, t. XXII, p. 199-206.

4. Martonne (E. de), 1951. — Traité de géographie physique, t. II, Armand Colin.

5. Bourcart (J.), 1957. — L'érosion des continents. Col. Armand Colin S. *Géographie*, n° 318.

6. Tricart (J.), 1956. — Cartes des phénomènes périglaciaires quaternaires en France. Mémoires p.s. à l'explication de la Carte géologique détaillée de la France, Paris.

RESUME

On peut observer sur le flanc sud-ouest de la terminaison péri-anticlinale de l'accident de Jonzac, des quartz à facettes, véritables Drei Kanter. Leur fraîcheur, l'absence de patine, la relation d'un certain nombre de leurs gisements et des sols podzoliques de la région oblige à admettre que leur façonnement est récent. L'auteur propose un certain nombre de critères à utiliser si l'on veut préciser l'âge exact de cette phase d'éolisation.

RESUMEN

Se puede observar sobre el lado S.O. de la terminación peri-anticlinal del incidente de Jonzac, de los « Drei Kanter ». La abscencia de usura y de patin, la relación del sitío donde se encuentran y de los suelos podzolicos de la régión se obliga a admitir que su formación es muy reciente El autor propone varios criterios quc pueden utilizarse si se quiere precisar la edad exacta de esta fase de eolisation.

ABSTRACT

True « Drei Kanter », wiz wind-faceted quartz pebbles, can be observed all around the south-western periclinal ending of the Jonzac anticline. They lack of weathering or patina, and most of their outcrops are related to an overburden of podzolic soils in the area. So that they have to be assumed as recently shaped.

The author suggests some criteria to deal with in order to dry getting the exact age of corresponding wind erosive period.

Imp. DUCROS — Bordeaux.

Dépôt légal 1er tr. 1968

TOME 104 1967 Série B - N° 20

Pz1-Sc78
MUS. COMP. ZOOL. LIBRARY
JUL 28 1970
HARVARD UNIVERSITY

ACTES
DE LA
SOCIÉTÉ LINNÉENNE
DE BORDEAUX

FONDÉE LE 25 JUIN 1818
et reconnue comme établissement d'utilité publique
par Ordonnance Royale du 15 juin 1828

SUR DE NOUVEAUX POINTS FOSSILIFÈRES EN RONGEURS ET CHAROPHYTES dans les faciès continentaux dits du "Calcaire de Castillon" et de la "Molasse du Fronsadais"

Michel RINGEADE

Laboratoire de Géologie dynamique
Faculté des Sciences de Bordeaux.

Hôtel des Sociétés Savantes
71, Rue du Loup
BORDEAUX

TOME 104 1967 SÉRIE B - N° 20

ACTES DE LA SOCIÉTÉ LINNÉENNE DE BORDEAUX

SÉANCE DU 5 JUILLET 1967

Sur de nouveaux points fossilifères en Rongeurs et Charophytes dans les faciès continentaux dits du "Calcaire de Castillon" et de la "Molasse du Fronsadais"

par Michel RINGEADE

Laboratoire de Géologie dynamique
Faculté des Sciences de Bordeaux.

Dans une publication précédente [4], nous avons fait état de découvertes de Rongeurs et de Charophytes dans la Molasse du Fronsadais à Soumailles, lieu-dit de la commune de Pardaillan, en Lot-et-Garonne.

Poursuivant nos recherches sur les faciès continentaux de l'Oligocène inférieur nous avons mis au jour trois autres niveaux fossilifères :

— Deux dans des horizons marneux de la base du Calcaire de Castillon :

1. Saint-Aubin d'Eymet en Dordogne ;
2. Saint-André-et-Appelles en Gironde (Baby II) ;

— Un dans « la molasse du Fronsadais » :

Saint-André-et-Appelles en Gironde (Baby I).

Deux de ces points, Baby I et Baby II, sont en superposition dans une même coupe visible dans une falaise entaillée par la Dordogne sur sa rive gauche. La description de cette coupe sera reprise par M. Michel VERRIN et nous-même lors d'une publication ultérieure.

HISTORIQUE

La carte géologique de Villereal [1] signale des découvertes de Vertébrés dans les environs de Saint-Aubin d'Eymet. Des molaires et incisives de *Cricetodon sp.* y ont même été signalées.

A Baby, M^lle^ Marguerite RICHARD [2] donne la description géologique de la coupe de la falaise relevée par M. MAURIN ainsi que la liste de ses découvertes ; malheureusement les collections de celui-ci ont été dispersées après sa mort.

POSITION STRATIGRAPHIQUE

Nous résumons dans le tableau ci-dessous la position stratigraphique de ces sites fossilifères :

Périodes	*Formations régionales*	*Sites fossilifères*
Oligocène inf.	Calcaire de Castillon	Saint-Aubin, Baby II
	Molasse du Fronsadais	Soumailles Baby I
Eocène sup.		

Il est possible d'observer au-dessus des horizons calcaires lacustres dits de Castillon, à Baby, des marnes à huîtres et par place du Calcaire à Astéries, enfoui la plupart du temps sous une couverture de graviers.

Marnes à huîtres et Calcaire à Astéries sont reconnus comme appartenant à l'Oligocène moyen (Stampien).

FAUNE

Une étude de cette faune est en cours. Nous nous bornerons à citer ici les principaux sous-ordres de Rongeurs ainsi que les Charophytes.

	Baby II	*Saint-Aubin*	*Soumailles*	*Baby I*
Théridomorphes	+	+	+	+
Glirimorphes		+		
Cricétomorphes				(+) ?
Protogomorphes	+			

Biochronologie :

Les gisements de Saint-Aubin, Baby II et Soumailles sont postérieurs à la grande coupure oligocène [5] ; une molaire d'*Entelodon* a été découverte par M. Mario PARRA lors de fouilles organisées à Soumailles dans le niveau où sont récoltés les Rongeurs. M^lle^ Marguerite RICHARD [2] relate d'ailleurs que de nombreuses dents isolées d'*Entelodon* avaient été recueillies autrefois dans ce gisement.

Baby I est-il antérieur à la grande coupure oligocène ? Appartient-il à l'Eocène terminal ou à l'Oligocène inférieur ? Nous espérons pouvoir trancher ce dilemme lorsque les échantillons récoltés seront plus abondants.

Charophytes :

Les oogones de Charophytes n'ont été jusqu'ici trouvées qu'à Baby II et Saint-Aubin d'Eymet. Elles appartiennent à deux espèces signalées par nous-même déjà à Soumailles [4] :

1. *Tectochara meriani* L. et N. GRAMBAST ;
2. *Harrisichara tuberculata* (Lyell) GRAMBAST.

La répartition de la première espèce va du Ludien au Pliocène supérieur ; celle de la seconde, du Gypse de Montmartre au Calcaire de Brie.

Les renseignements chronologiques donnés par *Harrisichara tuberculata* sont donc comparables à ceux fournis par les Rongeurs.

CONCLUSION

De nombreux points fossilifères en Vertébrés ont été signalés par les anciens auteurs dans cette région où de nouveaux sites renfermant de petits Mammifères et des Charophytes ont été et seront encore découverts.

Le matériel récolté présente l'intérêt d'être dans des horizons continus et souvent même recouverts par des niveaux marins d'âge connu.

Pour toutes ces raisons, cette région semble très favorable à l'étude de « la grande coupure Oligocène ».

BIBLIOGRAPHIE

1. Carte géologique (1920), n° 193, Villereal.

2. Richard (M.), 1946. — Contribution à l'étude du Bassin Aquitain. Les gisements de Mammifères tertiaires. *Mémoire de la Soc. Géol. de France*, 1946, n° 52, p. 73 et 74.

3. Richard (M.), 1946. — Contribution à l'étude du Bassin Aquitain. Les gisements de Mammifères tertiaires. *Mém. de la Soc. Géol. de France*, 1946, n° 52, p. 104 et 105.

4. Ringeade (M.), 1967. — Etude en Aquitaine de niveaux continentaux à la limite Eocène-Oligocène. Découverte de Rongeurs Théridomorphes. *Actes de la Soc. Linn. de Bordeaux* (1967), t. CIV, série B, n° 7.

5. Stehlin (H.G.), 1909. — Remarque sur les faunules de Mammifères des couches Eocènes et Oligocènes du Bassin de Paris. *Bull. Soc. Géol. de France* (1909), (4), t. IX, p. 502 à 512.

ACHEVÉ D'IMPRIMER
25 SEPTEMBRE 1967
SUR LES PRESSES DE
L'IMPRIMERIE
GUY DUCROS
44, RUE DE MADRID
BORDEAUX
(FRANCE)

Dépôt légal 3e trimestre 1967

TOME 104 1967 Série B - N° 22

MUS. COMP. ZOOL.
LIBRARY
JUL 22 1970
HARVARD
UNIVERSITY

ACTES
DE LA
SOCIÉTÉ LINNÉENNE
DE BORDEAUX

FONDÉE LE 25 JUIN 1818
et reconnue comme établissement d'utilité publique
par Ordonnance Royale du 15 juin 1828

NOTE PRÉLIMINAIRE SUR DES FERRUGINISATIONS EN BANDES DANS CERTAINES FORMATIONS A SABLES HOMOGÈNES DU BLAYAIS ET DE SES ENVIRONS

M.-Ph. MOULINE
Laboratoire de Géologie dynamique
Faculté des Sciences de Bordeaux

Hôtel des Sociétés Savantes
71, Rue du Loup
BORDEAUX

TOME 104 1967 SÉRIE B - No 22

ACTES DE LA SOCIÉTÉ LINNÉENNE DE BORDEAUX

SÉANCE DU 8 OCTOBRE 1967

Note préliminaire sur des ferruginisations en bandes dans certaines formations à sables homogènes du Blayais et de ses environs

par Michel-Philippe MOULINE

Laboratoire de Géologie dynamique
Faculté des Sciences de Bordeaux.

André Cailleux, dans des artieles publiés en 1964, au congrès de l'I.N.Q.U.A., d'une part, à la Soeiété géologique, d'autre part, émit un certain nombre d'hypothèses quant à la genèse possible de dépôts ehimiques par congélation. Parmi eeux-ci, il signale l'existenee d'un dépôt qui, en partieulier, se manifeste sous forme d'imprégnation d'hydroxydes de fer dans les sables de la région parisienne ; les exemples précis donnés sont issus des carrières de Bondoufle (Seine-et-Oise).

« Dans les sables homogènes de la earrière dc Bondoufle, des imprégnations d'hydroxydes de fer de couleur rouille suivant des bandes ou zébrurcs épaisses de 0,5 à 3 cm, plus ou moins horizontales ou parallèles à la surface du sol, souvent guidées par les strates, mais sautant parfois d'un strate à l'autre... »

De tels phénomènes sont eonnus en Aquitaine et en partieulier dans le Blayais et les pays voisins où ils sont fréquents. Trois sites offrent d'exeellentes eonditions d'étude de ces phénomènes : l'un, dans les remblaiements sableux du fond de la vallée du Barbefer, près du village de Teuillac, l'autre dans les sables rubéfiés d'âge plioeène (d'après la earte de Libourne au 1/80 000e, édition de 1942) qui eouronnent les hauteurs de Saint-Urbain ; enfin, le troisième, dans les environs de Cercoux, dans des formations eonsidérées comme appartenant au Sidérolithique. Comme à Bondoufle, les imprégnations d'oxyde de fer se répartissent en bandes épaisses de 0,1 à 3 em. Leur répartition, généralement, obéit à un double rythme. Les bandes de 0,1 à 0,5 mm d'épaisseur sont espaeées de 1 à 2 cm ; eelles de 2 à 3 cm se répètent tous les 10 à 12 em. Les intervalles compris entre les imprégnations sont de sable non consolidé ou peu consolidé et faiblement eoloré, tandis que les zones imprégnées sont relativement indurées.

A première vue, il semblerait que la répartition des strates imprégnés soit liée aux earaetères de la stratification des sables et une première hypothèse eonsidérant ees dépôts ferrugineux comme étant syngénétiques du dépôt des éléments détritiques serait à retenir si l'on n'observait pas les deux phénomènes suivants :

— D'une part, les bandes ferruginisées sont parfois indépendantes de la stratification (anastomose des réseaux, niveaux sautant d'une strate à l'autre).

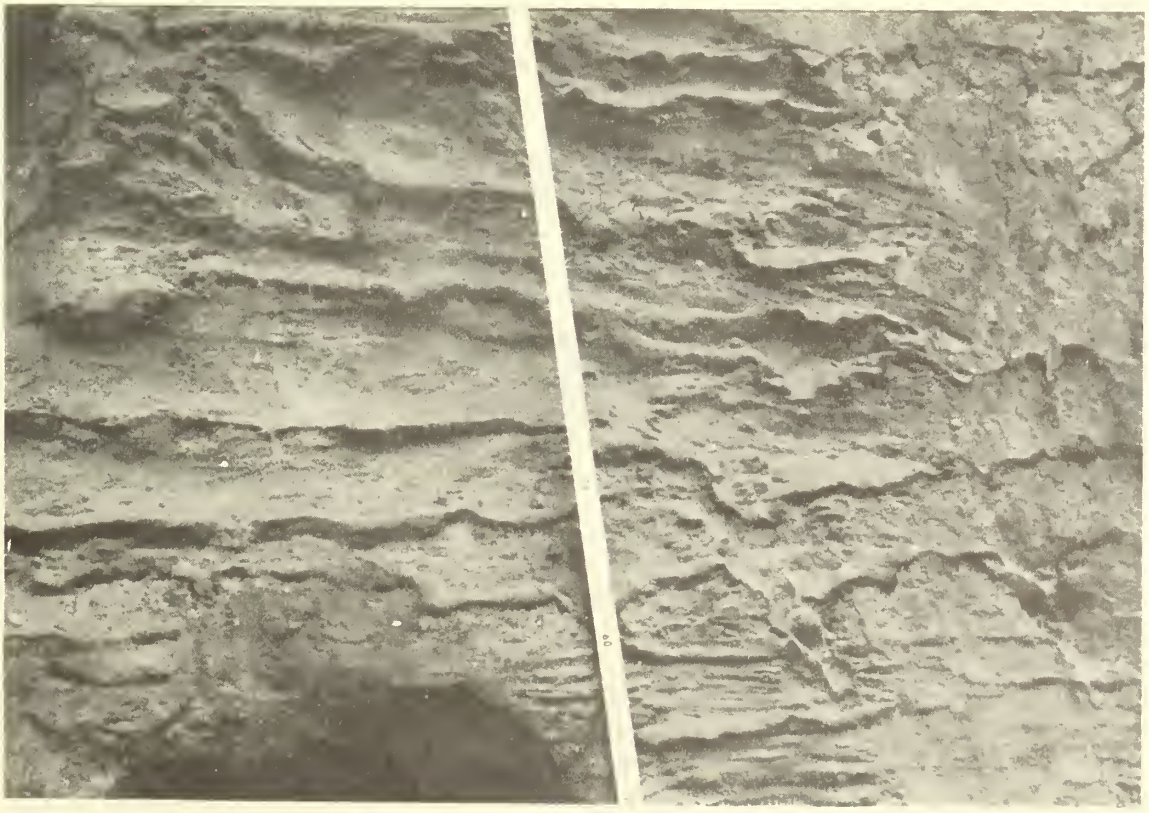
— D'autre part, il existe des perturbations qui n'introduisent pas de discontinuité dans le tracé horizontal de chaque bande et qui se répercutent homothétiquement sur parfois plus de 30 cm. Elles pourraient être interprétées comme étant des traces de racines pivotantes ou de terriers comblés avant la mise en place des oxydes de fer.

Par ailleurs, remarquons que les affleurements de la vallée du Barbefer sont d'âge quaternaire et qu'ils sont à une altitude de 20-25 m, que ceux de Saint-Urbain, à l'altitude 50-55 m, sont pliocènes, enfin que ceux de Cercoux appartiennent à des carrières creusées dans des formations considérées comme sidérolithiques à l'altitude de 60 m environ. Le phénomène est donc indépendant de l'âge des formations, de la position topographique, enfin de l'existence des nappes phréatiques environnantes.

Ces faits inclinent à la recherche d'une hypothèse explicative excluant un processus sédimentaire et mettant en cause des phénomènes de ségrégation des hydroxydes d'ordre climatique. Celle de la cryosmose avec l'apparition de strates de glace de ségrégation dans ce sédiment particulièrement poreux, liée au fait que les ions ferriques ont une tendance à migrer plus facilement dans des solutions froides nous paraît bien être la plus fertile et fera l'objet d'une étude ultérieure où l'âge probable des différentes phases de mise en place de ces formations sera précisé.

C'est vers une explication de ce genre que s'orientent les conclusions des études faites par A. Cailleux dans le Bassin parisien. Nous y sommes d'autant plus enclins que nous avons eu par ailleurs (Boye (M.), Mouline (M.-P.), Viguier (Cl.), 1967) l'occasion de conclure fermement de la sorte à propos de phénomènes du même ordre en phase carbonatée.

Vue d'ensemble d'une coupe dans une carrière de sable dans la vallée du Barbefer



Vue de detail de la même coupe (montrant les perturbations pouvant être interprétées comme étant des traces de racines préexistantes ou de terriers comblés avant la mise en place des oxydes de fer)

Vue de détail de la même coupe

Vue d'ensemble d'une coupe dans une carrière de la butte de Saint-Urbain

BIBLIOGRAPHIE

1. Boye (M.), Mouline (M.-P.), Viguier (G.), 1967. — Phénomènes de dépôts physico-chimiques dans le Sud-Ouest aquitain (hypothèse cryogénique). En phase carbonatée : les veines de calcaire friable dit « Trufe pulvérulent » dans les « molasses » du Bassin Aquitain au Nord de la Garonne. *Actes de la Société Linnéenne de Bordeaux*, t. CIV, série B, n° 15.

2. Cailleux (A.), 1964. — Genèse possible de dépôts chimiques par congélation. *C.R. S.G.F.*, fasc. 1, p. 11-12.

3. Cailleux (A.), 1965. — Quaternary secondary chemical deposition in France. Congrès de l'I.N.Q.U.A. *The geological society of America.* Special paper 84, p. 125-139.

4. Cailleux (A.) et Taylor (G.), 1954. — Cryopédologie. *Act. scientifiques et industrielles*, n° 1203, Hermann édit., 218 p., 115 fig.

5. Krivan, 1958. — Trundrenet scheinungen mit Eislinsen in Ungarn Földt Közl, t. 88, p. 201-209, 8 fig.

6. Lliboutry, 1965. — Traité de glaciologie. Masson édit., 1 016 p.

ACHEVÉ D'IMPRIMER
LE 31 OCTOBRE 1968
SUR LES PRESSES DE
L'IMPRIMERIE
GUY DUCROS
44, RUE DE MADRID
BORDEAUX
(FRANCE)

Dépôt légal 4e trimestre 1968

TOME 104 1967 Série B - N° 23

MUS. COMP. ZOOL. LIBRARY
JUL 28 1970
HARVARD UNIVERSITY

ACTES
DE LA
SOCIÉTÉ LINNÉENNE
DE BORDEAUX

FONDÉE LE 25 JUIN 1818
et reconnue comme établissement d'utilité publique
par Ordonnance Royale du 15 juin 1828

SUR L'EXISTENCE D'UN ÉPISODE RÉGRESSIF AU SEIN DU MUSCHELKALK INFÉRIEUR SUR LA BORDURE OCCIDENTALE DU MASSIF CATALAN

M. GOTTIS et F. KROMM
Laboratoire de Géologie dynamique
Faculté des Sciences de Bordeaux.

Hôtel des Sociétés Savantes
71, Rue du Loup
BORDEAUX

TOME 104 1967 SÉRIE B - N° 23

ACTES DE LA SOCIÉTÉ LINNÉENNE DE BORDEAUX

SÉANCE DU 7 OCTOBRE 1967

Sur l'existence d'un épisode régressif au sein du Muschelkalk inférieur sur la bordure occidentale du Massif Catalan

par M. GOTTIS et F. KROMM

Laboratoire de Géologie dynamique
Faculté des Sciences de Bordeaux.

L'enveloppe sédimentaire occidentale du Massif du Montseny est constituée de deux grands ensembles stratigraphiques superposés : à la base se situent de très beaux affleurements de terrains triasiques transgressifs sur les matériaux paléozoïques. Au sommet se développe le complexe tertiaire discordant.

La série triasique a fait l'objet de travaux classiques de l'école de Barcelone dirigée par le Père Almera et le Professeur Sole Sabaris. N. Llopis Llado et plus récemment C. Virgili ont consacré à ces assises une attention particulière et donné une description détaillée de la succession des divers termes. C. Virgili signale (thèse. p. 315) l'importante variation de faciès manifestée par l'ensemble du Trias dans le secteur développé entre Ayguafreda au Sud, et Brull au Nord. Quatre assises d'après cet auteur participent de façon quasi constante à la constitution du Muschelkalk inférieur et s'étagent de bas en haut de la façon suivante :

a) Dolomies en plaquettes, épaisseur 12 m, reposant sur les argiles bigarrées du Trias inférieur. Ces dolomies ont fourni divers *Paraceratites* et des Lamellibranches (N. Llopis Llado, 1942).

b) Calcaires vermiculés dits à fucoïdes, épaisseur 7-8 m.

c) Dolomies argileuses, épaisseur 2 m.

d) Dolomies avec à la base des accidents siliceux sur 7 m d'épaisseur.

Une récente randonnée dans cette région nous a permis d'observer entre les niveaux *b* et *c* de la coupe précédente la manifestation de phénomènes karstiques affectant les calcaires vermiculés et ayant précédé le dépôt des dolomies à silex. Ces faits sont particulièrement visibles le long de la falaise bordant au Nord la route de Vich à Barcelone entre Centellas et Ayguafreda (voir pl. 1). La coupe relevée en ce point montre de bas en haut :

a) Calcaire en plaquettes comportant :

1. 2 m visibles de calcaire lité en bancs de 0,25 m, les deux dernières couches se montrant constituées de fines laminae ;
2. 2 m de calcaires en plaquettes fortement plissotés.

b) Calcaires vermiculés en gros bancs métriques totalisant une épaisseur de 6 à 7 m.

k) Surface karstique ravinant le calcaire vermiculé préalablement diaclasé (pl. II, fig. 1 et 2). Des poches localement profondes de 0,50 m à 2 m ou 3 m, sont sculptées dans ce calcaire et emplies d'une roche argilo-ferrugineuse, avec ou sans interruption de croûte ferrugineuse au contact du calcaire. La couleur du remplissage montre une nette évolution des matériaux. Ceux-ci sont rouge vif à la base, ocre à beige au sommet des poches et sur toute la surface érodée qu'ils « beurrent » pour ainsi dire.

c) 1. Couches et conglomérats dolomiques : 6,50 m ;
2. Dolomie marneuse beige en petits bancs : 2 à 3 m.

d) Dolomie à silex.

La discontinuité sédimentaire notée en *k* et *c* est observable vers le Nord avec plus ou moins de précision dans tout le massif calcaire situé entre le Rio Congost et Can-Rovira. Vers le Sud, au contraire, elle fait place rapidement à une apparente continuité entre les dolomies marneuses (*c*) et leur substratum calcaire vermiculé (*b*).

L'analyse au diffractomètre (1) de la phase argileuse et des poudres des matériaux de remplissage karstiques montre une incontestable évolution de la composition minéralogique de ces matériaux et suggère le métachronisme relatif de ces compositions.

A l'W-NW de Can Serra, vers Centellas, l'illite détritique « baîllante » se montre le constituant dominant de la phase argileuse du remplissage tandis que, au sommet des poches, au contact des brèches dolomitiques transgressives apparaît un pourcentage appréciable, 20 à 25 %, de montmorillonite.

A N et au NE de Can Serra, l'essentiel de la phase argileuse est constituée de kaolinite (60 à 75 %) mêlée de chlorite, 5 à 20 %. Cette évolution de composition de la phase argileuse aux abords immédiats du massif catalan s'accompagne d'une augmentation sensible de l'apport quartzeux.

Il n'est pas interdit de penser que cette brutale et éphémère manifestation de tendance positive du bord W du Montseny ne soit liée au jeu précoce de la faille de Ayguafreda, la karstification du calcaire vermiculé n'apparaissant qu'aux abords immédiats de cet accident et sur le compartiment relevé de sa lèvre nord.

(1) M. Latouche, ingénieur à l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine a bien voulu exécuter les analyses dont les résultats sont brièvement exposés ci-dessus.

PLANCHE I

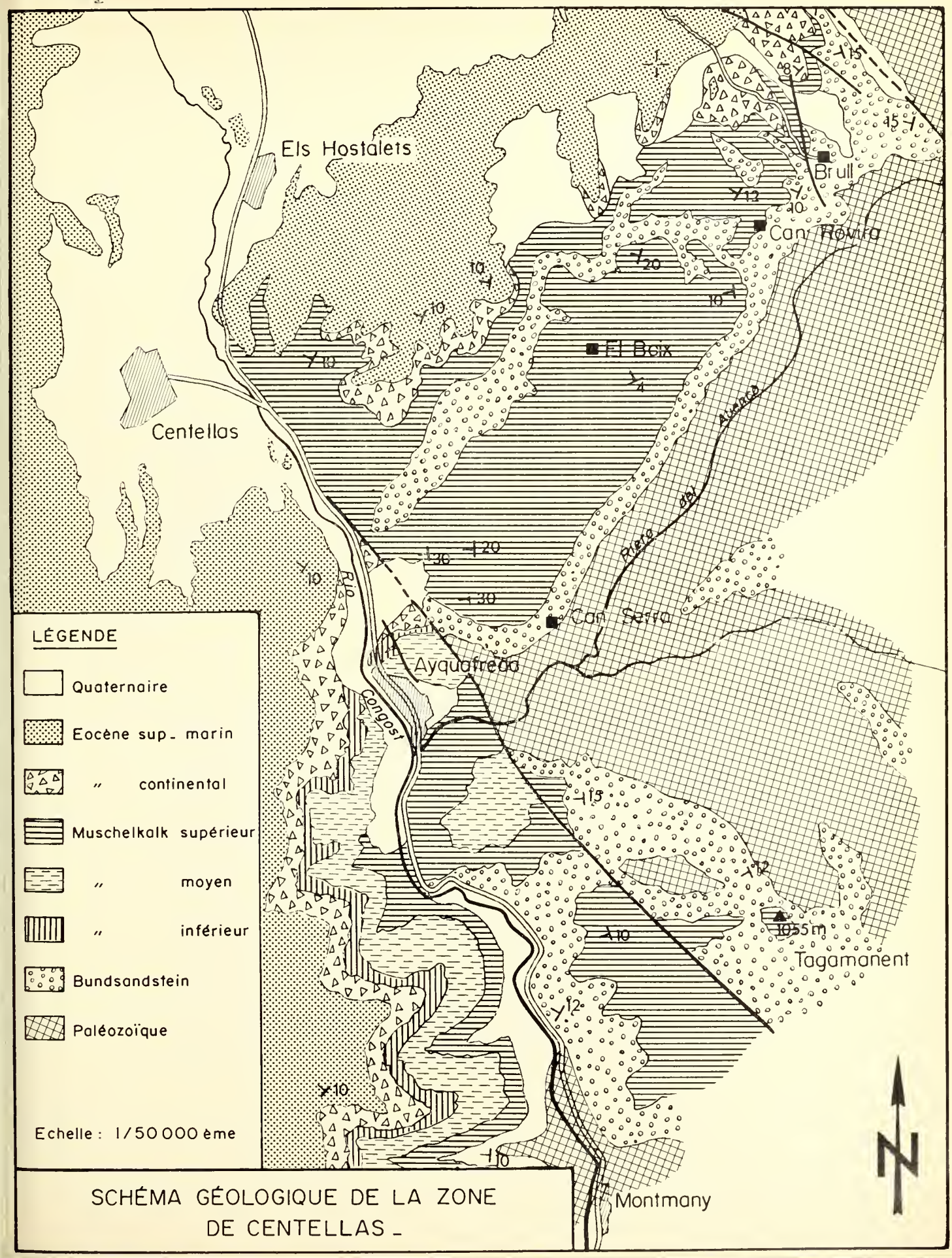


SCHÉMA GÉOLOGIQUE DE LA ZONE DE CENTELLAS.

PLANCHE II

DISPOSITIONS OBSERVABLES DANS LES CARRIERES LE LONG DE LA ROUTE D'AYGUAFREDA A ELS HOSTALETS

FIGURE 1

Discordance de ravinement K entre les formations B et C.

FIGURE 2

Calcaires vermiculés diaclases (B) puis karstifiés (K) et finalement recouverts par C.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

Almera (J.), 1905. — Description geologica de la Camarca titulada : « Plana de Vich ». *Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. III, n° 6, p. 423-467.

Llopis Llado (N.), 1947). — Contribucion al conocimiento de la morfoestructura de los Catalanides. *Cons. Sup. Inv. Cient.* « Lucas Mallada », Barcelone.

Sole Sabaris (L.) et Llopis Llado (N.), 1939. — Terminacion septentrional de la Cordillera Costera Catalana. *Ass. para Est. Médit. occid.*, t. XI, n° 1.

Virgili (C.), 1958. — El Triasico de las Catalanides. Thèse Barcelone.

Virgili (C.), 1962. — Le Trias du Nord-Est de l'Espagne. *Mém. Soc. géol. France.* Livre jubilaire à la mémoire du Professeur Paul Fallot, t. I, p. 301-311.

ACHEVÉ D'IMPRIMER
LE 11 MARS 1968
SUR LES PRESSES DE
L'IMPRIMERIE
GUY DUCROS
44, RUE DE MADRID
BORDEAUX
(FRANCE)

Dépôt légal 1er trimestre 1968

TOME 104 1967 Série B - N° 24

Pz1 - Sc75
MUS. COMP. ZOOL LIBRARY
JUL 28 1970
HARVARD UNIVERSITY

ACTES
DE LA
SOCIÉTÉ LINNÉENNE
DE BORDEAUX

FONDÉE LE 25 JUIN 1818
et reconnue comme établissement d'utilité publique
par Ordonnance Royale du 15 juin 1828

A PROPOS DES CANCELLOPHYCUS

Maurice GOTTIS

Laboratoire de Géologie dynamique
Faculté des Sciences de Bordeaux.

Hôtel des Sociétés Savantes
71, Rue du Loup
BORDEAUX

TOME 104 1967 SÉRIE B - N° 24

ACTES DE LA SOCIÉTÉ LINNÉENNE DE BORDEAUX

SÉANCE DU 7 OCTOBRE 1967

A propos des Cancellophycus

par M. GOTTIS

Laboratoire de Géologie dynamique
Faculté des Sciences de Bordeaux

Dans un article récent l'auteur proposait sur la foi d'observations personnelles de revenir quant à l'interprétation des Cancellophycus, à l'opinion de NATHORST (1886). Ces figures étant considérées non comme des traces d'activité animale ou des empreintes animales ou végétales, mais comme résultant de phénomènes mécaniques liés au tassement des sédiments.

Si les échantillons étudiés provenaient de la région où ces traces furent pour la première fois identifiées par E. DUMAS en 1948. Le dessin observé, fidèle à celui de la figure originale, différait de traces en hélices également désignées sous le vocable de Cancellophycus la forme de ces dernières structures constituait justement un argument en faveur de l'interprétation de terriers laminaires hélicoïdaux — LEGRAND (1948), LESSERTISSEUR (1955) — Ce même terme risquait donc de recouvrir deux sortes de phénomènes.

L'excursion C$_5$ du 7^e Congrès sédimentologique international conduite par le Dr. CHISHOLM dans le Fifeshire a donné l'occasion aux participants d'observer une série carbonifère de type paralique composée en majorité de termes continentaux de faciès molassiques entrecoupés d'horizons marins et affleurant le long du rivage près de Saint-Monance. A quelque 60 centimètres au-dessus d'un sol forestier matérialisé par des troncs d'arbres en places (pl. I, fig. 1), s'individualise un banc de calcaire bioclastique marin à ciment micritique (Mid kinniny limestone) contenant, dispersés au sein de la pâte qui le constitue, des débris organiques divers et relativement grossiers de Lamellibranches, Echinodermes, Brachiopodes. La surface supérieure de ce banc est tapissée de Cancellophycus en hélice conique apparemment terminée à l'apex par un rachis tronqué (pl. I, fig. 2). Une assise argilo-détritique recouvre le banc calcaire. Des sections minces effectuées orthogonalement à la surface de stratification selon les génératrices de l'un des cônes, ont montré que la roche était composée de laminae caractérisées par l'alternance de textures arénitique et micritique, et, que ces lits très fins sont le siège

d'un intense microplissement comparable à celui des Cancellophycus du Languedoc mais nettement mieux individualisé (pl. II, fig. 1 et 4). Il semble que dans ce cas la dissymétrie des plis soit nettement orientée vers le rachis au sommet du cône. On pourrait donc penser que ce type de Cancellophycus correspond à la trace d'un pseudodiapyrisme précoce et d'échelle très petite au sein d'un sédiment encore mobilisable. Ce serait, en quelque sorte, la racine de certains micro-volcans de boue observables sur nos plages ou d'ébauches de filons élastiques faiblement individualisés au niveau du rachis. La figure 4, pl. II montre très nettement que, au cœur du microplissement, est toutefois intervenue une première induration accompagnée de distensions et de fissures consécutives emplies d'exsudations de calcite, ces filons ont été ultérieurement déformés. En raison de cette induration précoce et de la haute viscosité subséquentes du sédiment, l'expulsion de l'eau interstitielle de la vase calcaire n'a vraisemblablement pas atteint une véloeité suffisante pour entraîner haut dans la cheminée ouverte dans la vase argileuse, les particules calcaires, si bien que cette dernière n'a été fossilisée qu'à sa base.

PLANCHE I

Cônes de cancellophycus
d) Le cône, photographie fig. 2

c) Surface supérieure du banc calcaire orné de cancellophycus

b) Banc de calcaire marin

a) Sol forestier d'où émergent des troncs d'arbres

Fig. 1

Fig. 2

Vue orthogonale au plan de stratification d'un cancellophycus conique

PLANCHE II

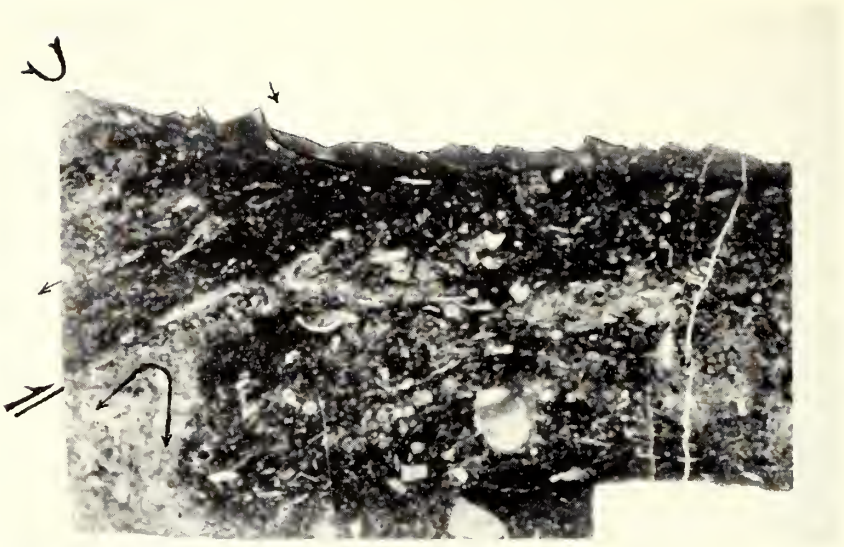


Fig. 1

Crêtes de la surface d'un cancellophycus
et leur relation avec le microplissement des laminae

- inclinaison des laminae
- surface de discontinuité
- charnière anticlinale
- charnière synclinale

Fig. 2

Calcaire bioclastique microplissé, puis fissuré et ultérieurement déformé

BIBLIOGRAPHIE

Dumas (E.), 1846. — Réunion extraordinaire de la Soeiété géologique de France à Alais. *B.S.G.F.* (2) t. III, notice p. 613.

Gottis (M.), 1967. — Sur l'origine mécanique des Caneellophycus et sur diverses struetures voisines de la sehistosité en rapport avec le tassement des sédiments. *Actes de la Soc. Lin. de Bordeaux*, t. 104, séric B. n° 8, 9 p., 6 pl.

Legrand (R.), 1948. — Observations à propos des Spirophyton du Tournaisis. *Bull. Soc. Belge Géol., Paléont., Hydrogéologie* (Bruxelles), t. LVII, p. 397-406.

Lessertisseur (J.), 1955. — Traces fossiles d'aetivité animale et leur signifieation. *Mem. Soc. Géol. France*, N.S., t. XXXIV, fase. 4, Mem. n° 74, p. 1-150, pl. I-IX.

Nathorst (A.G.), 1886. — Nouvelles observations sur les traces d'animaux et autres phénomènes d'origine purement mécanique décrits comme Algues fossiles *Kongl. Svensk Vetenskaps Acad Hand.* vol. xxi, n° 14, Stoekholm.

ACHEVÉ D'IMPRIMER
LE 25 NOVEMBRE 1967
SUR LES PRESSES DE
L'IMPRIMERIE
GUY DUCROS
44, RUE DE MADRID
BORDEAUX
(FRANCE)

Dépôt légal 4e trimestre 1967

TOME 104 1967 Série B - N° 25

P21 - S678
MUS. COMP. ZOOL. LIBRARY
JUL 22 1970
HARVARD UNIVERSITY

ACTES DE LA SOCIÉTÉ LINNÉENNE DE BORDEAUX

FONDÉE LE 25 JUIN 1818
et reconnue comme établissement d'utilité publique
par Ordonnance Royale du 15 juin 1828

TOPOGRAPHIES SOUTERRAINES DE L'AQUITAINE OCCIDENTALE

L. PRATVIEL

Laboratoire d'Hydrogéologie
Faculté des Sciences de Bordeaux

Hôtel des Sociétés Savantes
71, Rue du Loup
BORDEAUX

TOME 104 1967 SÉRIE B - N° 25

ACTES DE LA SOCIÉTÉ LINNÉENNE DE BORDEAUX

SÉANCE DU 7 OCTOBRE 1967

Topographies souterraines de l'Aquitaine occidentale

par L. PRATVIEL

Laboratoire d'Hydrogéologie
Faculté des Sciences de Bordeaux

Cette note a pour objet la mise au point des cartes publiées précédemment dans l'« Essai de localisation des formations oligocènes dans la partie occidentale du bassin d'Aquitaine » (1965), et dans « l'Oligocène de la partie occidentale du Bassin d'Aquitaine » (1967).

Sur les cartes de la base du Tertiaire (pl. I et II) et de la base et du toit de l'Oligocène (pl. III et IV), l'amélioration du tracé des isohypses est sensible dans les régions de l'Entre-deux-Mers et de la rive droite de la Dordogne.

Dans le Bordelais, nous avons pu, grâce à 215 forages atteignant l'Eocène ou même le Crétacé, tracer :

— Les isohypses du toit de l'Eocène moyen (pl. V).
— Les isopaques du calcaire lutétien (pl. VI).
— Les isopaques de l'Eocène supérieur (pl. VII).
— Les isopaques du Sannoisien (pl. VIII).

Enfin sur les pl. IX et X, nous avons matérialisé les axes des zones hautes et des zones basses ainsi que les failles ou flexures possibles.

Dans la partie Nord de l'Aquitaine ces axes sont orientés suivant :

— Une direction W-NW - E-SE ;
— Une direction W-SW - E-NE.

Soit d'une manière générale en conformité avec les directions armoricaines.

Par contre, dans la zone Sud, les axes accusent une direction W-E plus accentuée, en conformité avec celle des plissements pyrénéens dont la proximité semble avoir été déterminante.

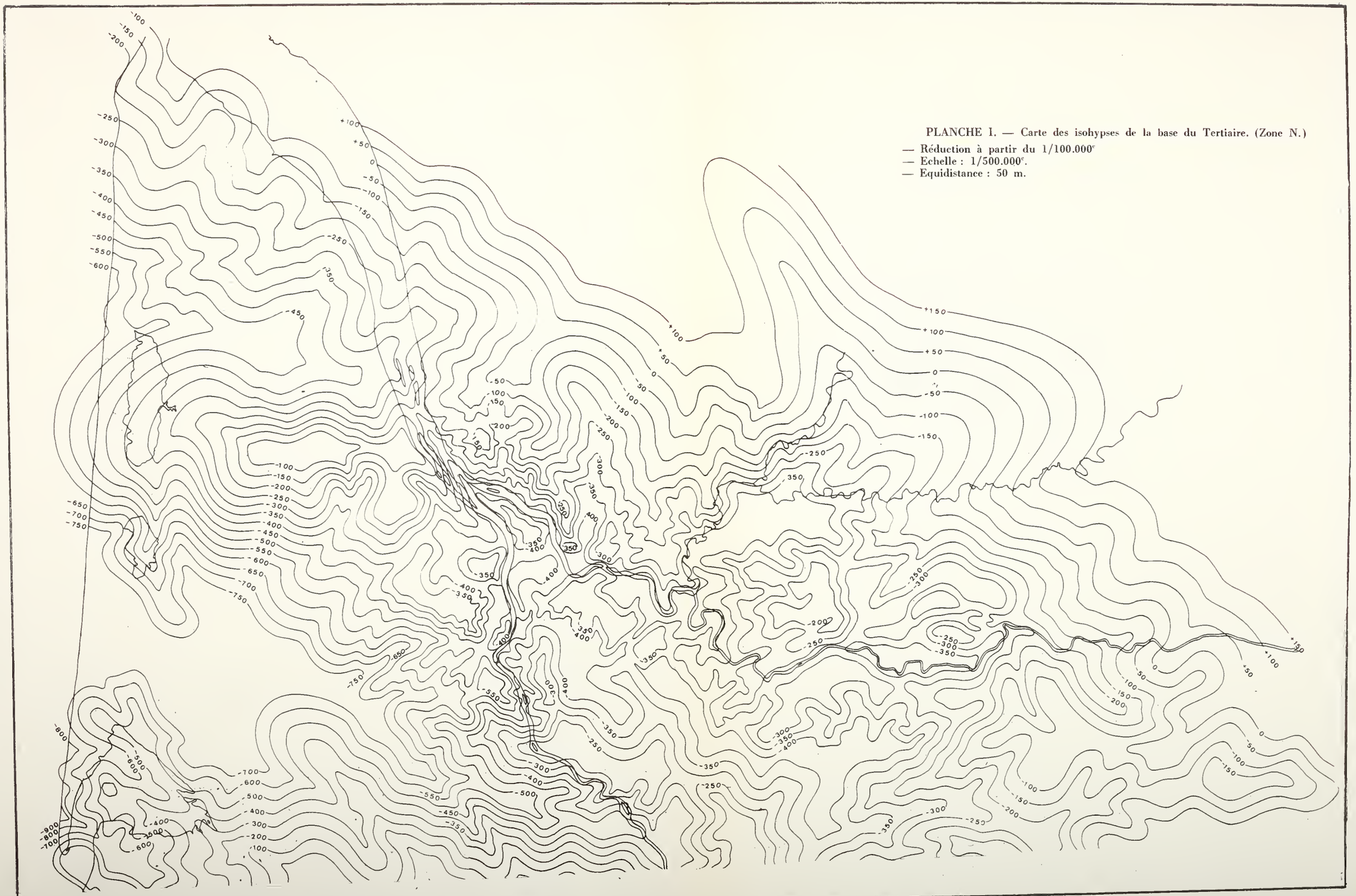


PLANCHE I. — Carte des isohypses de la base du Tertiaire. (Zone N.)

— Réduction à partir du 1/100.000^{e}

— Echelle : 1/500.000^{e}.

— Equidistance : 50 m.

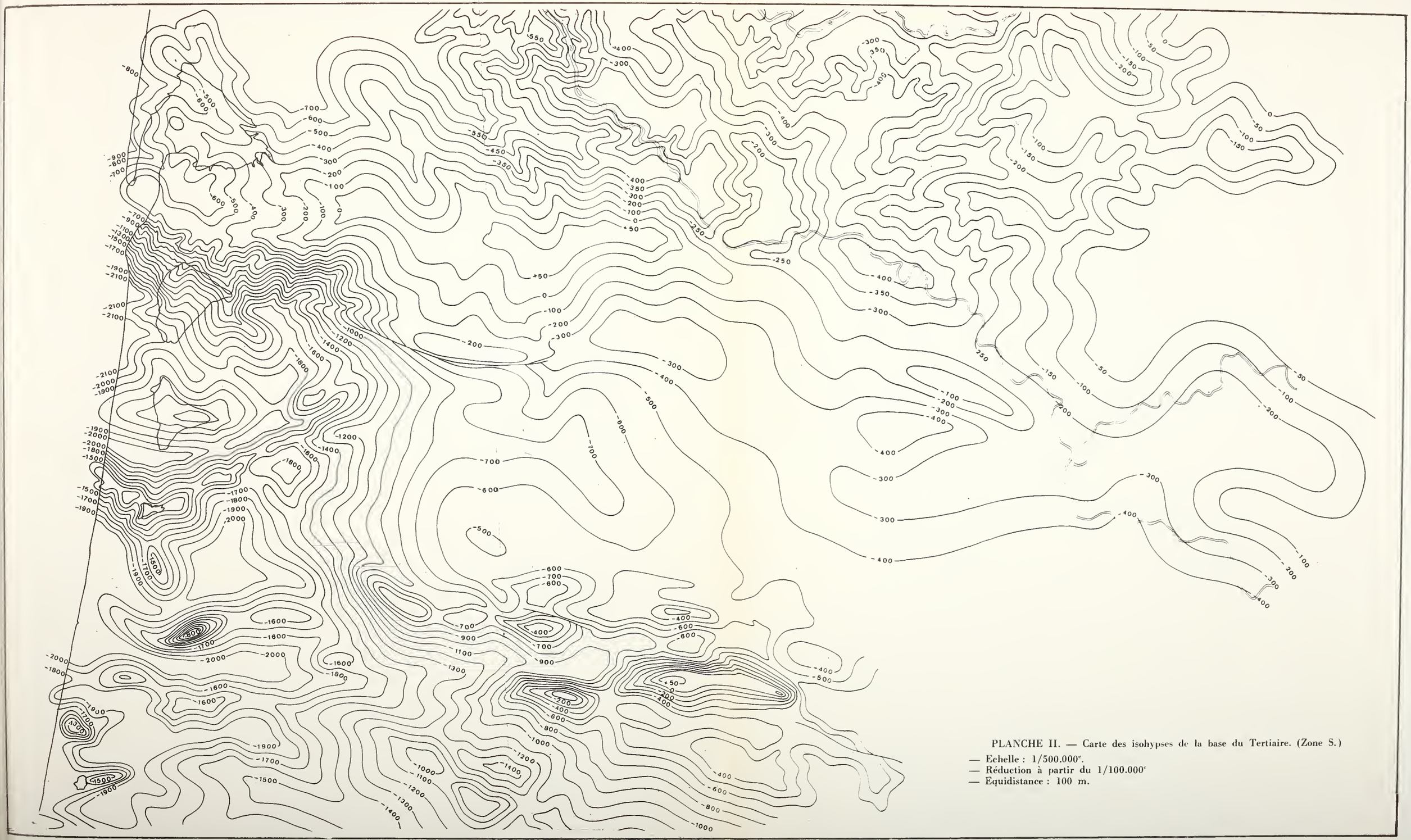


PLANCHE II. — Carte des isohypses de la base du Tertiaire. (Zone S.)

— Echelle : 1/500.000e.
— Réduction à partir du 1/100.000e
— Equidistance : 100 m.

PLANCHE III.

Carte des isohypses de la base de l'Oligocène.

— Réduction à partir du 1/100.000ᵉ
— Echelle : 1/500.000ᵉ.
— Equidistance : 50 m.
— Zone S. : 100 m.
— Rive droite de la Garonne : 10 m.

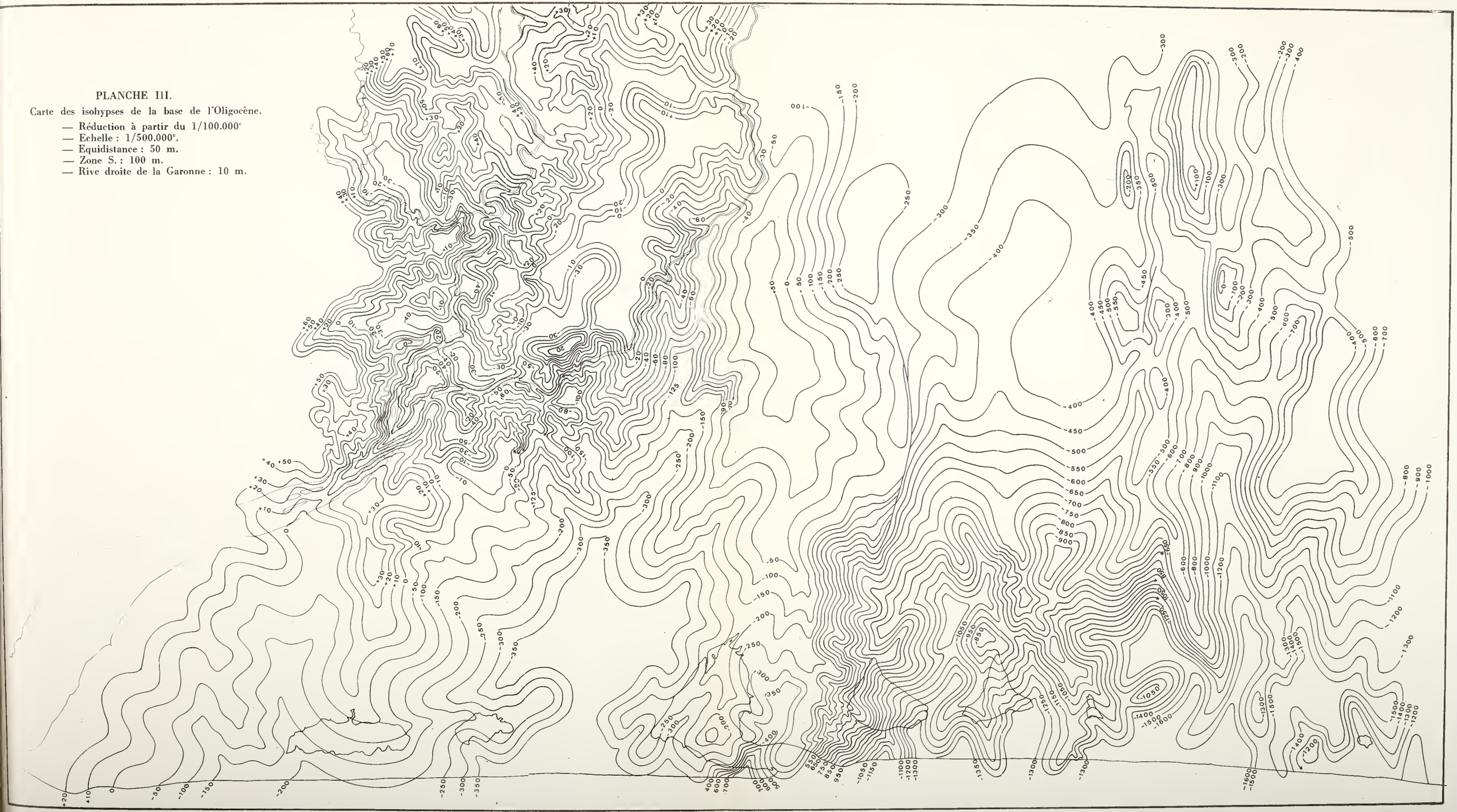
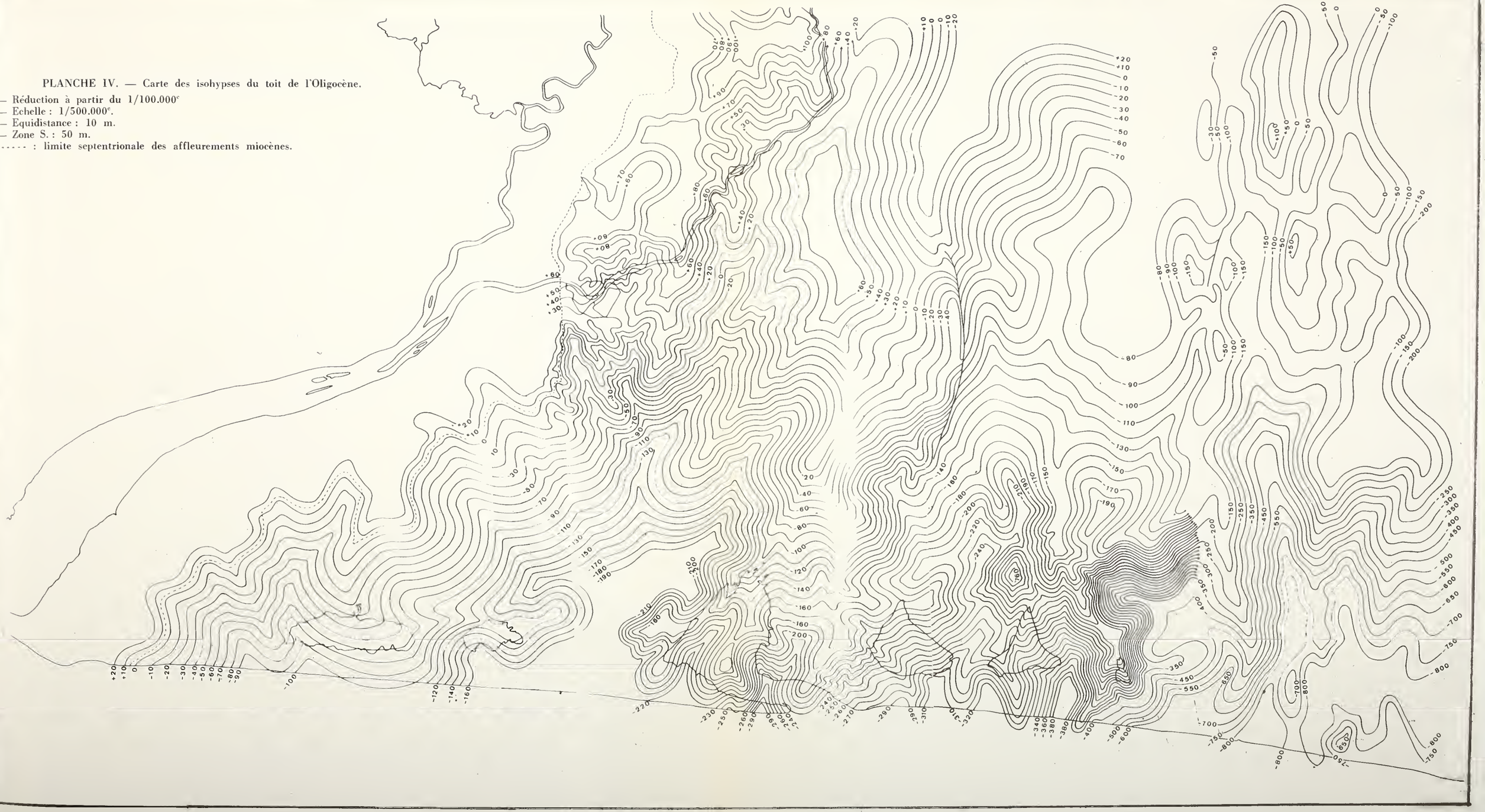


PLANCHE IV. — Carte des isohypses du toit de l'Oligocène.

— Réduction à partir du 1/100.000e
— Echelle : 1/500.000e.
— Equidistance : 10 m.
— Zone S. : 50 m.
------ : limite septentrionale des affleurements miocènes.



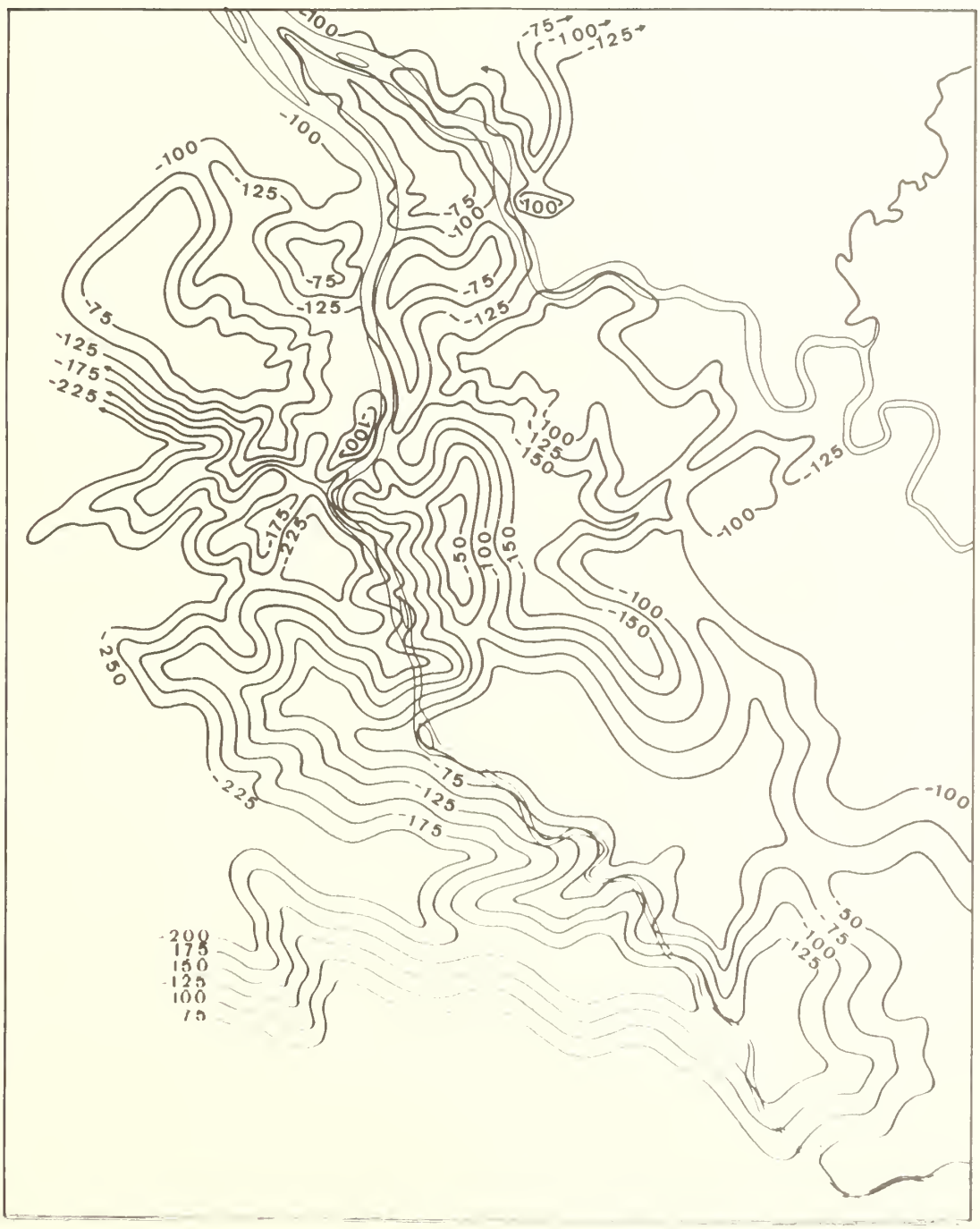


PLANCHE V. — Carte des isohypses du toit de l'Eocène moyen.

— Réduction à partir du 1/100.000e
— Echelle : 1/320.000e.
— Equidistance : 25 m.

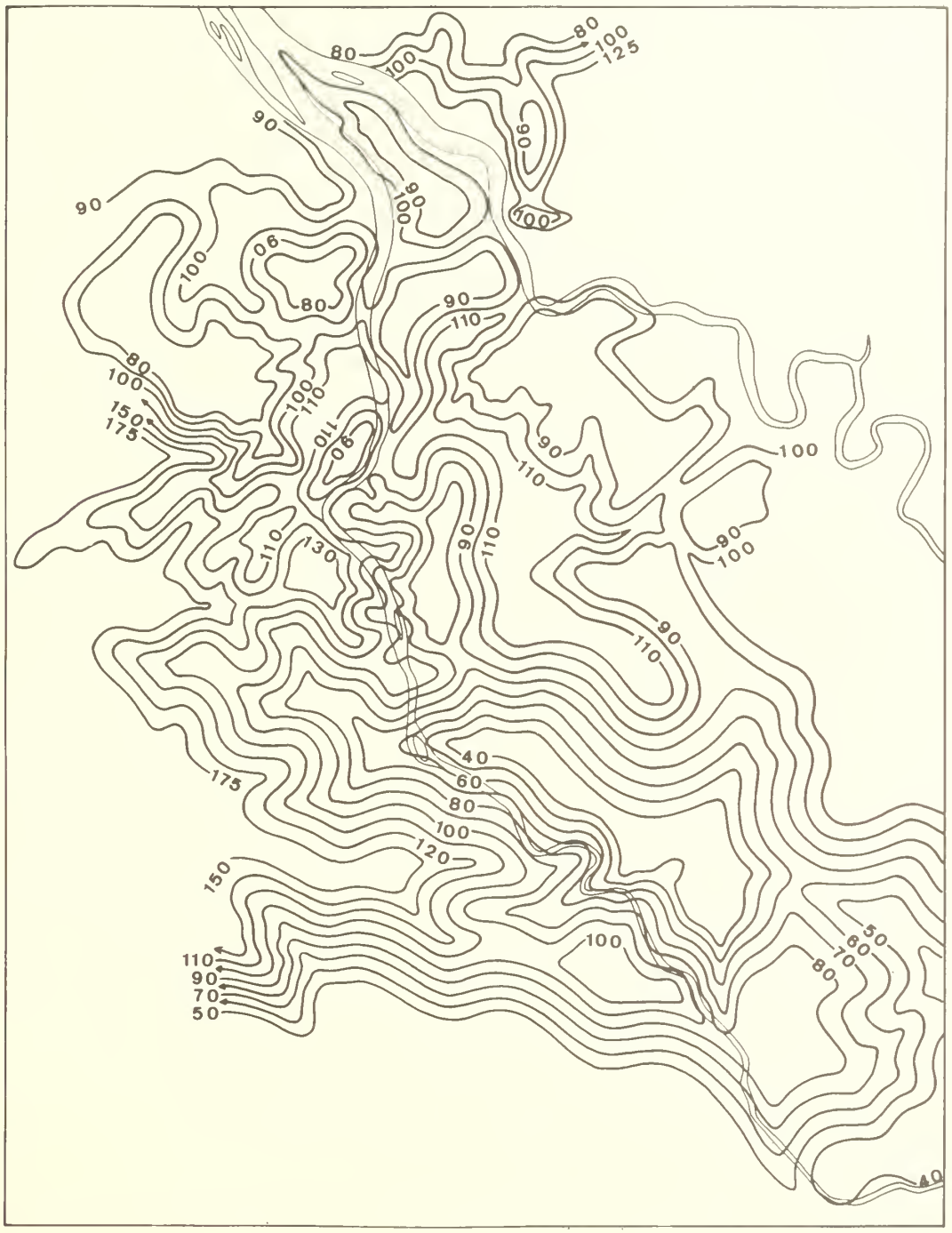


PLANCHE VI. — Carte des isopaques du calcaire lutétien.

— Réduction à partir du 1/100.000e
— Echelle : 1/320.000e.
— Equidistance : 10 m.

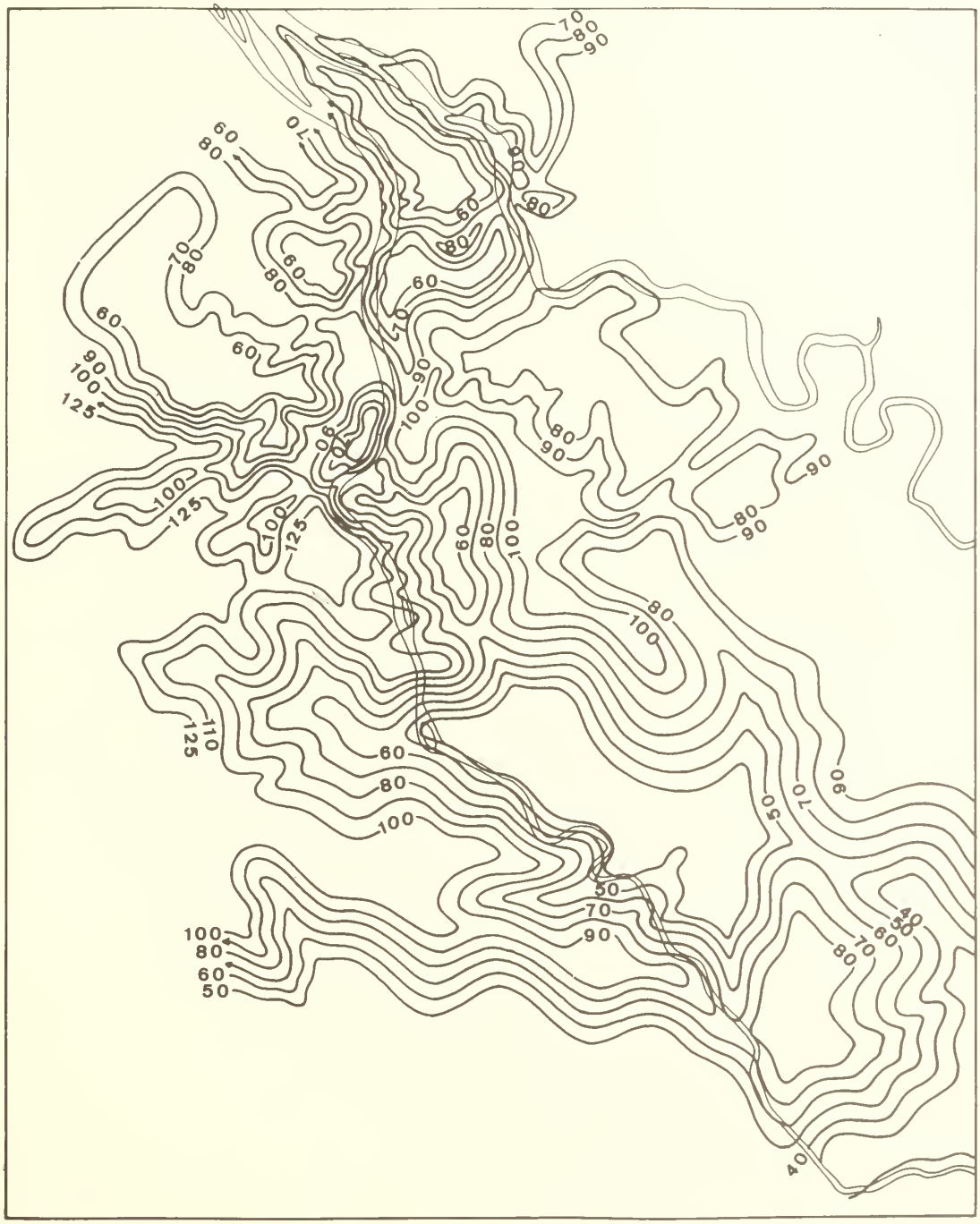


PLANCHE VII. — Carte des isopaques de l'Eocène supérieur.

— Réduction à partir du 1/100.000e
— Echelle : 1/320.000e.
— Equidistance : 10 m.

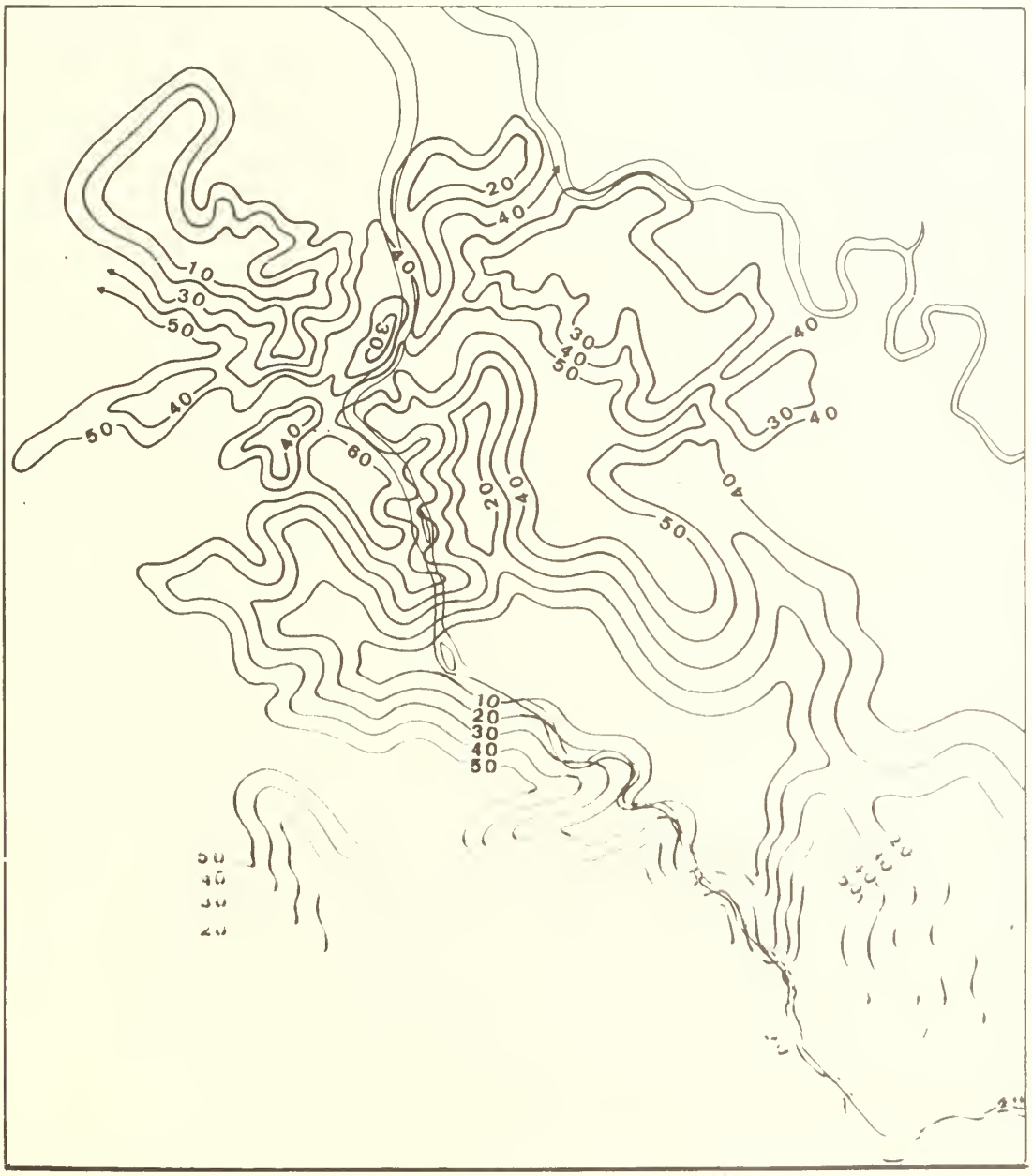


PLANCHE VIII. — Carte des isopaques du Sannoisien

— Réduction à partir du 1/100.000ᵉ.
— Echelle : 1/320.000ᵉ.
— Equidistance : 10 m.

PLANCHE IX. — Schéma structural Zone nord.

+ + + : Axes des zones hautes.
> > > : Axes des zones basses.
— — — : Failles ou flexures possibles.

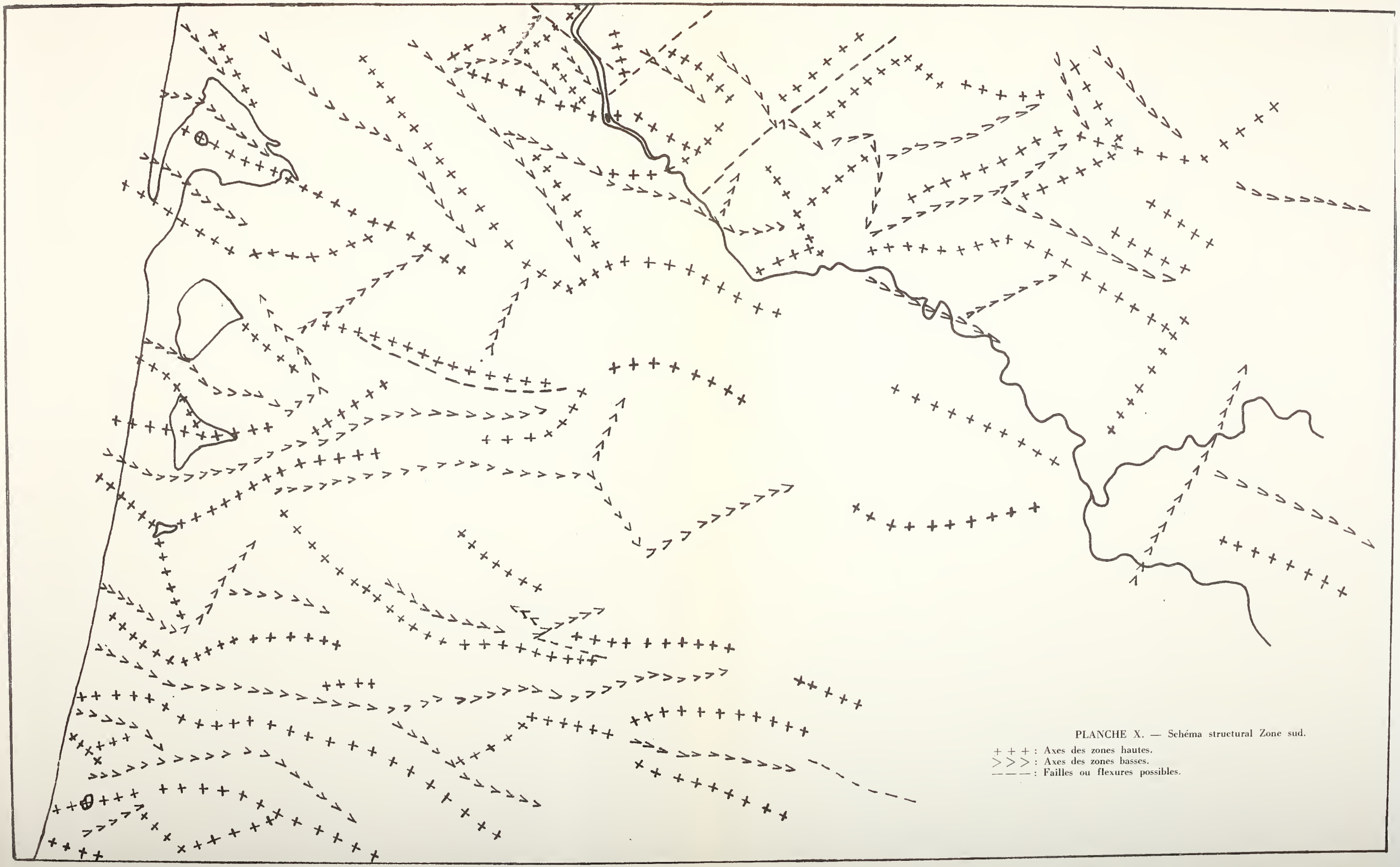


PLANCHE X. — Schéma structural Zone sud.

+ + + : Axes des zones hautes.
> > > : Axes des zones basses.
— — — : Failles ou flexures possibles.

BIBLIOGRAPHIE

PRATVIEL (L.), 1965. — Essai de localisation des formations oligocènes dans la partie occidentale du bassin d'Aquitaine. *Bulletin du B.R.G.M.*, 4, p. 169-171, 4 pl., 1965.

PRATVIEL (L.), 1967. — L'Oligocène de la partie occidentale du bassin d'Aquitaine. Cartes faciologiques et structurales. Notice explicative. *Bulletin du B.R.G.M.*, 2, p. 90-99, 8 pl., 1967.

ACHEVÉ D'IMPRIMER
LE 20 DÉCEMBRE 1967
SUR LES PRESSES DE
L'IMPRIMERIE
GUY DUCROS
44, RUE DE MADRID
BORDEAUX
(FRANCE)

Dépôt légal 4e trimestre 1967

TOME 104 1967 Série B - N° 26

MUS. COMP. ZOOL. LIBRARY
JUL 28 1970
HARVARD UNIVERSITY

ACTES
DE LA
SOCIÉTÉ LINNÉENNE
DE BORDEAUX

FONDÉE LE 25 JUIN 1818
et reconnue comme établissement d'utilité publique
par Ordonnance Royale du 15 juin 1828

SUR LA PRÉSENCE DE SÉLACIENS DANS LES EAUX DOUCES DU LAC ÉOCÈNE SUPÉRIEUR DE CARCASSONNE

Maurice GOTTIS
Laboratoire de Géologie dynamique
Faculté des Sciences de Bordeaux.

Hôtel des Sociétés Savantes
71, Rue du Loup
BORDEAUX

TOME 104 1967 SÉRIE B - N° 26

ACTES DE LA SOCIÉTÉ LINNÉENNE DE BORDEAUX

SÉANCE DU 7 OCTOBRE 1967

Sur la présence de sélaciens dans les eaux douces du lac éocène supérieur de Carcassonne

par M. GOTTIS

Laboratoire de Géologie dynamique
Faculté des Sciences de Bordeaux

Les séries argilo-détritiques d'âges éocène moyen et supérieur des molasses d'eau douce d'Assignan et d'Aigne qui constituent le remplissage de la cuvette orientale du bassin de Carcassonne ont livré d'assez nombreux restes de Vertébrés. Certains gisements aujourd'hui classiques ont permis à G. DEPERET d'établir une stratigraphie fondée sur la succession d'espèces de Lophiodontidés.

Entre les sites fossilifères de Cesseras et de La Liviniere sur le territoire de la commune de Siran, au Nord de cette agglomération, se situe la ferme de Cremade basse. Cette batisse est construite sur la rive droite d'un thalweg creusé au sein d'argiles rutilantes et de grès à conerétions de Cyanophycées. Sur le versant opposé du ravin et environ 150° en aval, un horizon lentieulaire de nodules calcaires se manifeste sur quelques mètres carrés au sein d'un niveau d'argiles rutilantes. A ces nodules interprétés comme Coprolithes par CHAIGNE (1964, p. 15) se trouvent mêlés un grand nombre d'ossements de Lophiodon, caractérisés par de menus débris de mâchoires comportant des dents.

L'examen des cassures affectant ces débris permet de mettre en évidence des surfaces relativement planes paraissant correspondre non à un phénomène d'écrasement ou de broyage ou encore à un émiettement de l'os, mais à une action d'incision pratiquée à des intervalles allant de 3 à 10 cm tant sur les diaphyses d'os longs que sur les condyles, poulies ou trochlées articulaires. Au sein de la roche qui les encaisse, ces fragments d'os se montrent enveloppés d'un cocon calcaréo-marneux grisâtre faiblement phosphaté (2,9 % de P_2O_5) analogue à celui qui enveloppe les Coprolithes.

Ces faits conduisent à penser que la lentille ossifère de la Cremade correspond à un charnier aménagé par un carnassier aquatique se nourissant de cadavres d'animaux de taille déjà respectable.

Ce carnassier vivait en eau douce ainsi qu'en témoigne le caractère des sédiments. Ses mâchoires n'étaient pas munies de dents broyeuses, son tube digestif devait, en outre, être capable de laisser passer des corps durs de 10 cm de longueur et de

* Quelques analyses diffractométriques aux rayons X sur poudres de roche ont été aimablement exécutées par M. Latouche, Ingénieur à l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine.

3 à 5 cm de largeur, à moins que les os n'aient été rejetés après une séparation sommaire d'avec leur enveloppe charnue.

L'étude des Coprolithes dépourvus d'ossements se montre par ailleurs intéressante quant à l'identification recherchée du carnassier. Diverses coupes effectuées montrent au sein du cocon de substance grise un volumineux nucleus lobé représentant les 4/5 de l'épaisseur de l'objet ; de teinte ocre ou rosée, ce noyau se montre très riche en phosphore (13,5 % de P_2O_5). La desquamation de la couche grise du cocon laisse apparaître la forme extérieure de la masse ocre et rosée ; celle-ci se présente sous l'aspect d'un cordon spiralé de 1 à 2 cm de rayon. Chaque spirale comporte trois à quatre tours et constitue une pelote allongée, plus ou moins ovoïde, de 2 à 4 cm de large et de 5 à 10 cm de long (pl. I, fig. II). Seule la valvule spirale des squales est, semble-t-il, capable de modeler de la sorte un bol fécal. Le carnassier auteur de ce dépôt serait donc un squale et vraisemblablement un requin.

De tels Coprolithes spiralés ont été décrits dans diverses publications et notamment celles de Woodward (1917), C. A. Mathey (1939). Les faits évoqués par Woodward intéressent des dépôts marins, tandis que ceux décrits par Mathey sont localisés à des assises d'argile rouge mais ne sont liés à aucun débris d'ossement et sont vraisemblablement le fait d'un Ceratodus (pl. I, fig. I). Le caractère singulier des Coprolithes observés à Siran est qu'ils sont inclus dans un dépôt d'eau douce sédimenté par un delta sous-lacustre et proviennent bien d'un carnassier muni d'une valvule spirale. En fait il existe de nos jours diverses variétés de squales adaptées au milieu dulcaquicole. Ce sont des raies dans l'Amazone, le Rio de la Plata, diverses rivières de Floride, le Sénégal et plusieurs cours d'eau des Indes et de l'Australie. Ce sont aussi des requins du genre *Carcharinus* qui fréquentent des lacs d'eau douce dans les îles Philippines ou de grands fleuves : La Gambie, le Zambèze, le Gange. Ce sont également des poissons scies (*Pristis perroti*) pouvant atteindre six mètres de long, signalés dans diverses rivières et notamment dans la Sarawak à Bornéo (Hardman) ou le lac de Bay, près de Manille.

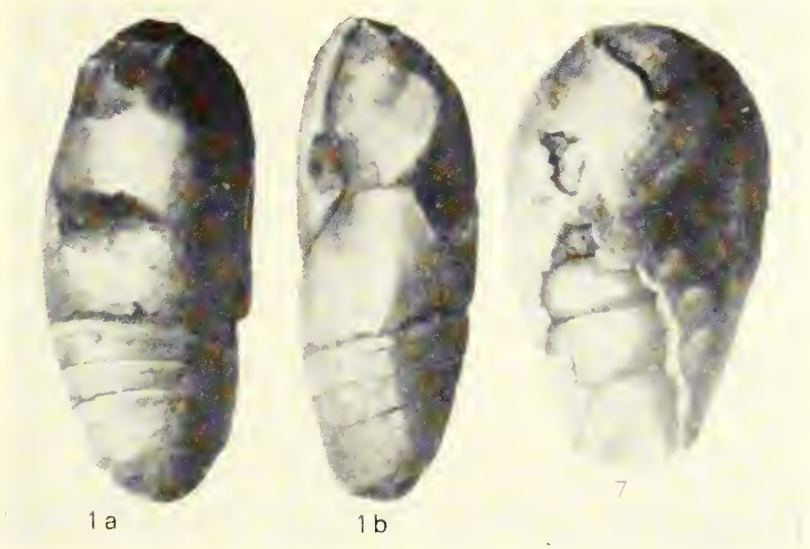
Cet habitat peu connu des squales se limiterait à l'heure actuelle aux régions intertropicales 0 à 30° de latitude, selon Engelardt. Par contre, les auteurs de l'antiquité grecque (Pausanias) ont signalé la présence de requins non seulement dans l'Indus, l'Euphrate, le Nil, mais dans l'Aous en Epire et dans le Rhin et le Danube.

L'habitude pour les Elasmobranches de fréquenter les eaux douces se serait, d'après E.K. Marshall, H. W. Smith et C. G. Smith (in Budker), manifestée dès l'origine au Silurien.

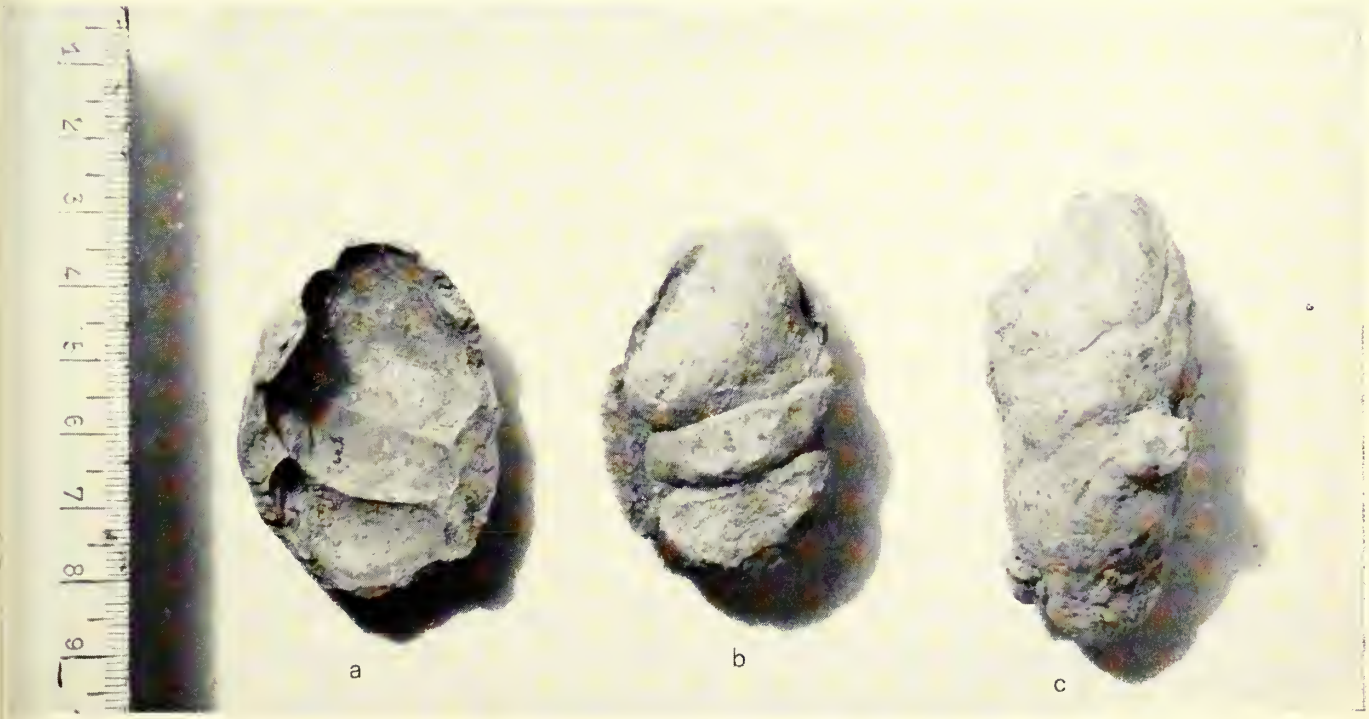
Le gisement de Cremade basse correspond-il à un épisode passager, noyade d'un troupeau de Lophiodons au cours d'une crue et festin servi à une meute de requins sur le lieu d'échouage des cadavres ? S'agit-il au contraire du repaire habituel d'un ou plusieurs carnassiers ayant épandu, sur ce court espace, reliefs de repas et déjections ?

Peut-être des recherches paléontologiques ultérieures permettront-elles de retrouver des dents de ces Sélaciens et de préciser leur identité.

PLANCHE I



Coprolites des couches de Maleri attribuées par MATHEY au genre Ceratodus (R. Geol. Survey of India, vol. LXXIV, p. 5345, pl. 33, fig. 1 et 7).



Coprolites de Siran rappelant celui de la fig. 7 de MATHEY (en *a*, vue interne du cocon moulant le coprolite *b*).

BIBLIOGRAPHIE

Budker (P.), 1947. — La vie des Requins. *Histoire Naturelle* (7). Coll. J. Rostand, Gallimard. 277 p., 40 fig., 22 pl.

Chaigne (M.), 1964. — Contribution à l'étude stratigraphique et sédimentologique du secteur Aigne-Tourouzelle. Bassin tertiaire de Carcassonne (Aude). Thèse 3e Cycle, Bordeaux, 11 p., 43 pl.

Buckland (W.), 1829. — On the discovery of Coprolites or fossil faeces in the Lias at Lyme Regis and in other formations. *Trans. Geol. Soc.*, 2nd, Ser. 3, p. 223-240.

Deperet (Ch.), 1910. — Etudes sur la famille des Lophiodontidés. *Bull. Soc. géol. France* (4), t. X, p. 558-577, pl. VII.

Mathey (C. A.), 1939. — On some coprolites from the Maleri beds of India. *Records of the Geological survey of India*, vol. LXXIV, p. 532-534, 1 pl.

Pausanias. — Description de la Grèce. VI Messenic, chap. XXXIV.

Woodward (A.S.). — The so called coprolites of Ichthyosaurians and Labyrinthodonts. *Geol. Mag.* 1917, p. 540-542.

ACHEVE D'IMPRIMER
25 NOVEMBRE 1967
SUR LES PRESSES DE
L'IMPRIMERIE
GUY DUCROS
44, RUE DE MADRID
BORDEAUX
(FRANCE)

Dépôt légal 4e trimestre 1967

MUS. COMP. ZOOL.
LIBRARY
JUL 28 1970
HARVARD
UNIVERSITY

TOME 104 1967 Série B - N° 27

ACTES DE LA SOCIÉTÉ LINNÉENNE DE BORDEAUX

FONDÉE LE 25 JUIN 1818
et reconnue comme établissement d'utilité publique
par Ordonnance Royale du 15 juin 1828

EXTENSION DES FACIÈS LACUSTRES DE L'OLIGOCÈNE TERMINAL DANS LA PARTIE OCCIDENTALE DE L'ENTRE-DEUX-MERS (GIRONDE)

H. ASTIÉ - M. BOURGEOIS - L. PRATVIEL

Hôtel des Sociétés Savantes
71, Rue du Loup
BORDEAUX

TOME 104 1967 SÉRIE B - N° 27

ACTES DE LA SOCIÉTÉ LINNÉENNE DE BORDEAUX

SÉANCE DU 4 NOVEMBRE 1967

Extension des faciès lacustres de l'Oligocène terminal dans la partie occidentale de l'Entre-Deux-Mers (Gironde)

par H. ASTIÉ - M. BOURGEOIS - L. PRATVIEL

E. FALLOT, lors de la présentation d'une carte géologique des environs de Bordeaux, a décrit en 1896 un calcaire blanc d'aspect lacustre au sommet du « Calcaire à Astéries » (Stampien) dans l'Entre-deux-Mers, notamment à La Veyrics et à Cazevert près de Rauzan, à Bellebat, à Cursan au nord de La Sauve, ainsi que sur les communes de Saint-Genès-de-Lombaud, Montprinblanc, Gabarnac et Omet. Ce calcaire avait déjà été signalé par O. LINDER (1868) et A. BENOIST (1888). A Tresses, La Tresne, Fargues-Saint-Hilaire, Pompignac et Bouliac, ce même calcaire apparaît en lambeaux (fig. 1).

A Omet, il est directement superposé au calcaire marin sous-jacent, alors qu'il en est séparé à Mourens, Castelvieil et Loupiac, par un niveau d'argile.

E. FALLOT voyait dans ces niveaux les témoins d'une sédimentation lacustre de l'Aquitanien inférieur faisant suite à la régression de la mer stampienne.

J. LABRIE, en 1904, a recensé les affleurements de ce calcaire dans l'ensemble de l'Entre-deux-Mers et limité son extension septentrionale par une ligne passant à Ponchapt (Dordogne), le nord de Rauzan et se dirigeant vers Cursan.

En 1955, l'un de nous (L. P.) a retrouvé ce calcaire en affleurement sur le territoire de la commune de Saint-Germain-du-Puch, repoussant la limite définie par J. LABRIE vers le nord.

Nous avons essayé de suivre ce niveau dans la partie occidentale de l'Entre-deux-Mers et d'en répertorier les affleurements à l'intérieur d'un quadrilatère Camblanes - Saint-Germain-du-Puch - Bellebat - Langoiran [1]. Ce calcaire est visible en de nombreux points (fig. 2).

(1) *Coordonnées Lambert des affleurements inventoriés* (fig. 2).

1	(x = 388,4	y = 285,6)	2	(x = 388,3	y = 284,85)	3	(x = 388,70	y = 281,60)
4	(x = 388,65	y = 281,6)	5	(x = 381,96	y = 281,3)	6	(x = 381,54	y = 280,3)
7	(x = 383,2	y = 280,26)	8	(x = 390,35	y = 279,9)	9	(x = 384,7	y = 278,36)
10	(x = 392,15	y = 277,4)	11	(x = 388,2	y = 277,15)	12	(x = 384,5	y = 277,06)
13	(x = 387,15	y = 277,0)	14	(x = 392,2	y = 276,85)	15	(x = 377,54	y = 276,65)
16	(x = 383,0	y = 276,6)	17	(x = 3853	y = 276,6)	18	(x = 380,25	y = 276,60)
19	(x = 383,8	y = 276,2)	20	(x = 384,44	y = 275,88)	21	(x = 386,2	y = 275,66)
22	(x = 392,9	y = 275,6)	23	(x = 396,25	y = 275,25)	24	(x = 385,58	y = 275,20)
25	(x = 394,65	y = 275,0)	26	(x = 395,60	y = 275,0)	27	(x = 393,65	y = 274,75)
28	(x = 3850	y = 274,48)	29	(x = 394,8	y = 274,4)	30	(x = 394,0	y = 274,25)
						31	(x = 383,76	y = 273,92)

Il s'agit d'un calcaire azoïque, microcristallin à cryptocristallin, souvent silicifié à texture floconneuse renfermant des microfissures en réseau et de petites vacuoles dans lesquelles la calcite présente une cristallisation microgrenue radiaire.

Bien représenté à l'est d'une ligne Madirac-Sadirac, où il peut atteindre 2 mètres de puissance, cet horizon calcaire s'amincit à l'ouest, n'atteignant plus que quelques dizaines de centimètres d'épaisseur dans la région de Lignan et se trouvant à l'état de nodules remaniés à la base des Argiles à Graviers (Pliocène) sur les coteaux en rive droite de la Garonne.

Il semble donc que cet horizon de calcaire lacustre présente une continuité plus grande que celle qui était jusqu'alors indiquée. Ce banc constitue un bon niveau repère du sommet de l'Oligocène, le revêtement « pliocène » (Argiles à Graviers de l'Entre-deux-Mers) donnant souvent naissance à des éboulis de pentes masquant les assises terminales du Calcaire à Astéries.

D'une manière générale, ce calcaire lacustre n'a pas été séparé du calcaire marin sous-jacent dans les levés géologiques, en particulier sur les cartes au 1/80.000^{e} de La Réole et de Libourne.

Nous tenons à remercier M^{mes} C. Gigot-Pinard et Y. Le Calvez, du Laboratoire de micropaléontologie du B.R.G.M., pour les diagnoses relatives aux échantillons que nous leur avons soumis.

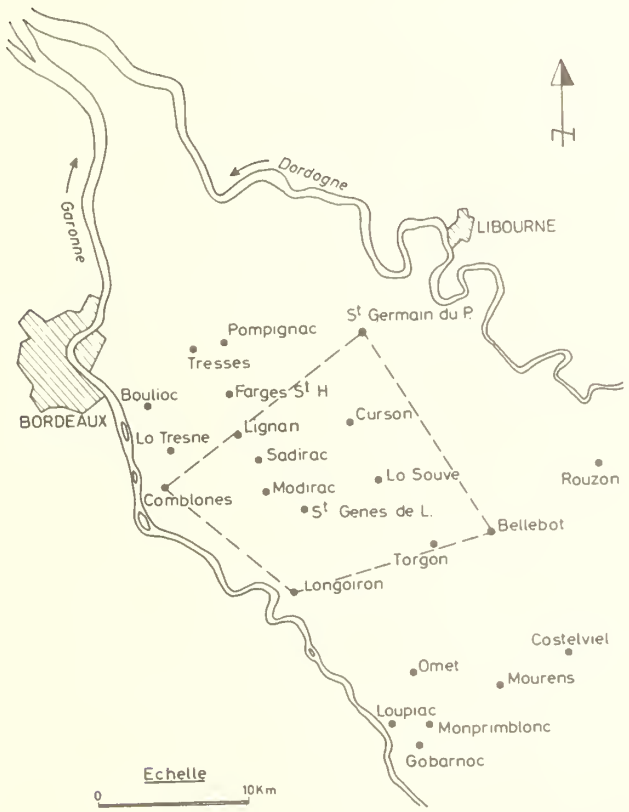


Fig. 1. — Plan de situation des noms propres cités dans le texte.

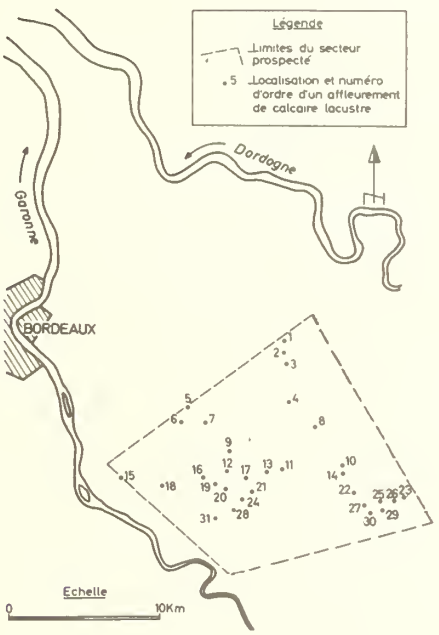


Fig. 2 — Calcaires lacustres de l'Oligocène terminal dans l'Entre-deux-Mers occidental : situation des affleurements

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Benoist (A.), 1888. — Esquisse géologique des terrains tertiaires du Sud-Ouest de la France. Extrait du *Journal d'histoire naturelle de Bordeaux et du Sud-Ouest*, p. 1 à 71.

Fallot (E.), 1894. — Contribution à l'étude de l'étage Tongrien dans le département de la Gironde. *Mém. Soc. phys. et nat. de Bordeaux* (4), t. V, p. 146-192.

Fallot (E.), 1896. — Notice relative à une carte géologique des environs de Bordeaux (5), t. I, p. 187-232.

Labrie (J.), 1904. — Les dépôts aquitaniens et les limites de la mer aquitanienne en Entre-deux-Mers. *Actes Soc. Linn. Bordeaux*, t. LIX, p. 33-45

Linder (O.), 1868. — Description sommaire de la coupe des terrains de la rive droite de la Garonne entre Langoiran et La Réole. *P.V. Soc. linn. Bordeaux*, t. XXVI, p. 622 à 623.

Pratviel (L.), 1955. — Sur un nouvel affleurement de calcaire blanc de l'Agenais dans le N de l'Entre-deux-Mers. *C.R. somm. S.G.F.*, n° 5-6, séance du 21 mars 1955, p. 101.

ACHEVE D'IMPRIMER
LE 20 DÉCEMBRE 1967
SUR LES PRESSES DE
L'IMPRIMERIE
GUY DUCROS
44, RUE DE MADRID
BORDEAUX
(FRANCE)

Depôt légal 4e trimestre 1967

TOME 104 1967 Série B - N° 28

MUS. COMP. ZOOL. LIBRARY
JUL 28 1970
HARVARD UNIVERSITY

ACTES
DE LA
SOCIÉTÉ LINNÉENNE
DE BORDEAUX

FONDÉE LE 25 JUIN 1818
et reconnue comme établissement d'utilité publique
par Ordonnance Royale du 15 juin 1828

INFLUENCE DE LA TOPOGRAPHIE SOUTERRAINE SUR LES COURS INFÉRIEURS DE LA DORDOGNE ET DE LA GARONNE

(Note préliminaire)

L. PRATVIEL et C. VIGUIER
Laboratoire d'Hydrogéologie
de la Faculté des Sciences de Bordeaux.

Hôtel des Sociétés Savantes
71, Rue du Loup
BORDEAUX

TOME 104 1967 SÉRIE B - N° 28

ACTES DE LA SOCIÉTÉ LINNÉENNE DE BORDEAUX

SÉANCE DU 4 NOVEMBRE 1967

Influence de la topographie souterraine sur les cours inférieurs de la Dordogne et de la Garonne

(Note préliminaire)

par L. PRATVIEL et C. VIGUIER

Laboratoire d'Hydrogéologie
de la Faculté des Sciences de Bordeaux.

Le nombre, relativement élevé, de forages implantés dans « l'Entre-Deux-Mers » et la région comprise entre la basse vallée de l'Isle et la Dordogne, a permis d'y obtenir une certaine précision dans le tracé des isohypses des différentes formations de l'Ere tertiaire. C'est ainsi que des travaux récents (Pratviel 1965, 1967 *a* et *b*) ont pu mettre en évidence la similitude des topographies souterraines des différents étages, de l'Eocène inférieur au Miocène.

Un autre point nous paraît intéressant à souligner. Reportés sur les isohypses de ces étages, les cours des principales rivières épousent les contours des topographies profondes, comme le montre, en particulier, la carte des isohypses du toit de l'Eocène moyen sableux (formation dite des « sables inférieurs ») (cf. fig. 1).

Le choix de cette formation s'appuie sur le fait qu'elle n'affleure pas dans la région étudiée, et que de plus, un grand nombre de forages a permis un tracé détaillé des isohypses.

Les cours d'eau principaux : basse Garonne, basse Dordogne, Isle, présentent des formes de trois ordres de grandeur :

— Les vallées entaillées dans le substratum cénozoïque, de 6 à 10 km de largeur pour des tracés rectilignes de 15 à 30 km, séparés par des coudes peu prononcés.

— Les méandres de la Garonne et de la Dordogne de longueur d'onde de 2 à 3 km.

— Les méandres de l'Isle de longueur d'onde inférieure au km.

En ce qui concerne le premier de ces ordres de grandeur, le tracé des vallées apparaît comme imposé par la distribution des principales zones hautes de la topographie souterraine (cf. fig. 2). Remarquons en effet que les vallées n'empruntent pas les zones les plus basses.

Quant aux méandres de la Garonne et de la Dordogne, ils semblent beaucoup plus liés, dans le détail, aux éléments de cette topographie puisque leurs contours suivent de très près les isohypses (cf. fig. 3).

Enfin, si le tracé de l'Isle suit assez bien, lui aussi les isohypses, les méandres n'y paraissent plus aussi étroitement liés. Mais ceci ne découlerait-il pas du manque de détail de la topographie souterraine à l'échelle hectométrique ?

Nous voyons donc que la forme des vallées de la Garonne et de la Dordogne, en bordure de l'« Entre-Deux-Mers », ainsi que la basse vallée de l'Isle sont remarquablement liées aux topographies souterraines qui peuvent se retrouver à des profondeurs importantes.

D'autre part, nous ne pouvons pas pour l'instant, faute de données, appliquer les conditions hydrodynamiques à l'origine des méandres, basées essentiellement sur le jeu des pentes et des débits efficaces (Léopold et Wolman 1960, Hack 1965), aux cours inférieurs de la Garonne et de la Dordogne. Mais même si elles restent déterminantes dans le cas présenté ci-dessus, la forme des méandres, par contre, ne suit, semble-t-il, aucune des lois hydrodynamiques proposées pour l'expliquer (Léopold et Wolman 1960, Hack 1965). Les méandres épousent les détails d'une topographie souterraine qui se retrouve pour l'essentiel jusqu'à l'Eocène inférieur.

En conclusion, les figures proposées au cours de cette rapide étude montrent un contrôle par le substratum, c'est-à-dire, en dernière analyse géologique, de la forme des cours des rivières et en particulier de leurs méandres.

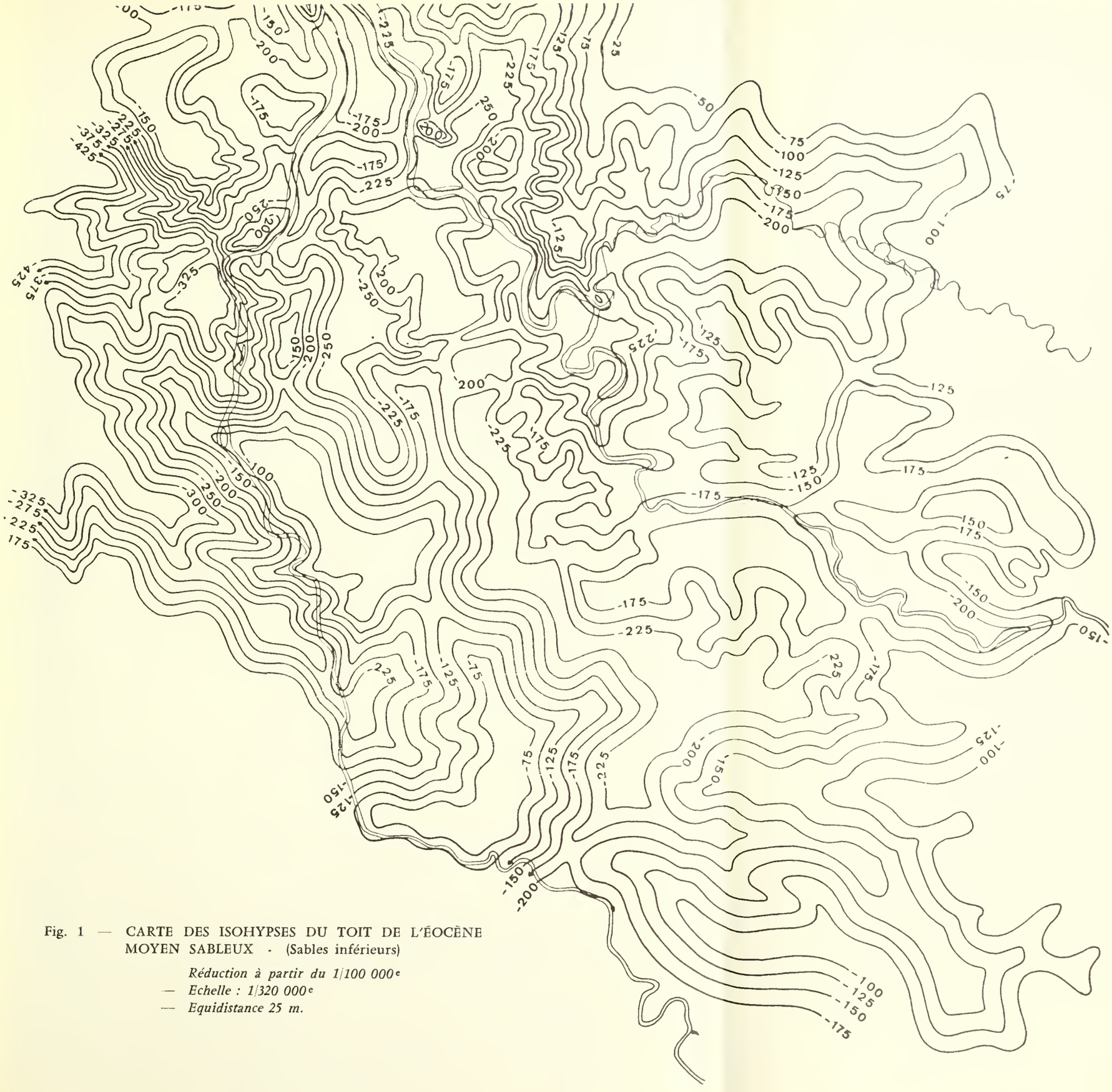


Fig. 1 — CARTE DES ISOHYPSES DU TOIT DE L'ÉOCÈNE MOYEN SABLEUX - (Sables inférieurs)

Réduction à partir du 1/100 000e
— *Echelle : 1/320 000e*
— *Equidistance 25 m.*

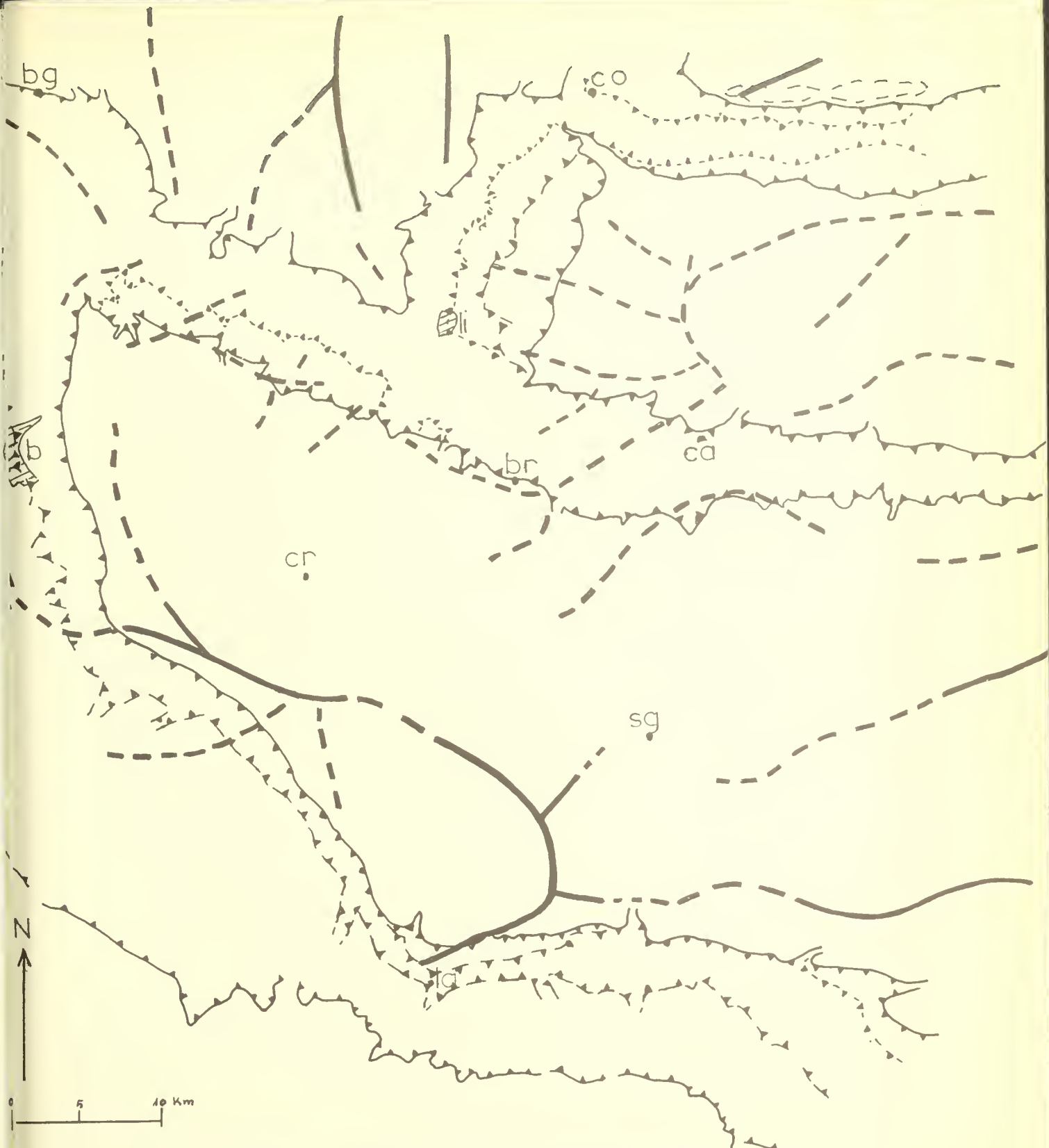


Fig. 2. — Axes des zones hautes de la topographie du sommet de l'Eocène moyen sableux :

de cote supérieure à — 100. de cote inférieure à — 100.

Limites des couches géologiques dans lesquelles les rivières ont creusé leurs vallées. Les indentations indiquent la direction des ruptures de pente.

Limite de la haute terrasse. limite de la terrasse moyenne

d'après la carte géologique : Bordeaux au 320 000^{e}.

b : Bordeaux. Li : Libourne. Co : Coutras. Br : Branne.

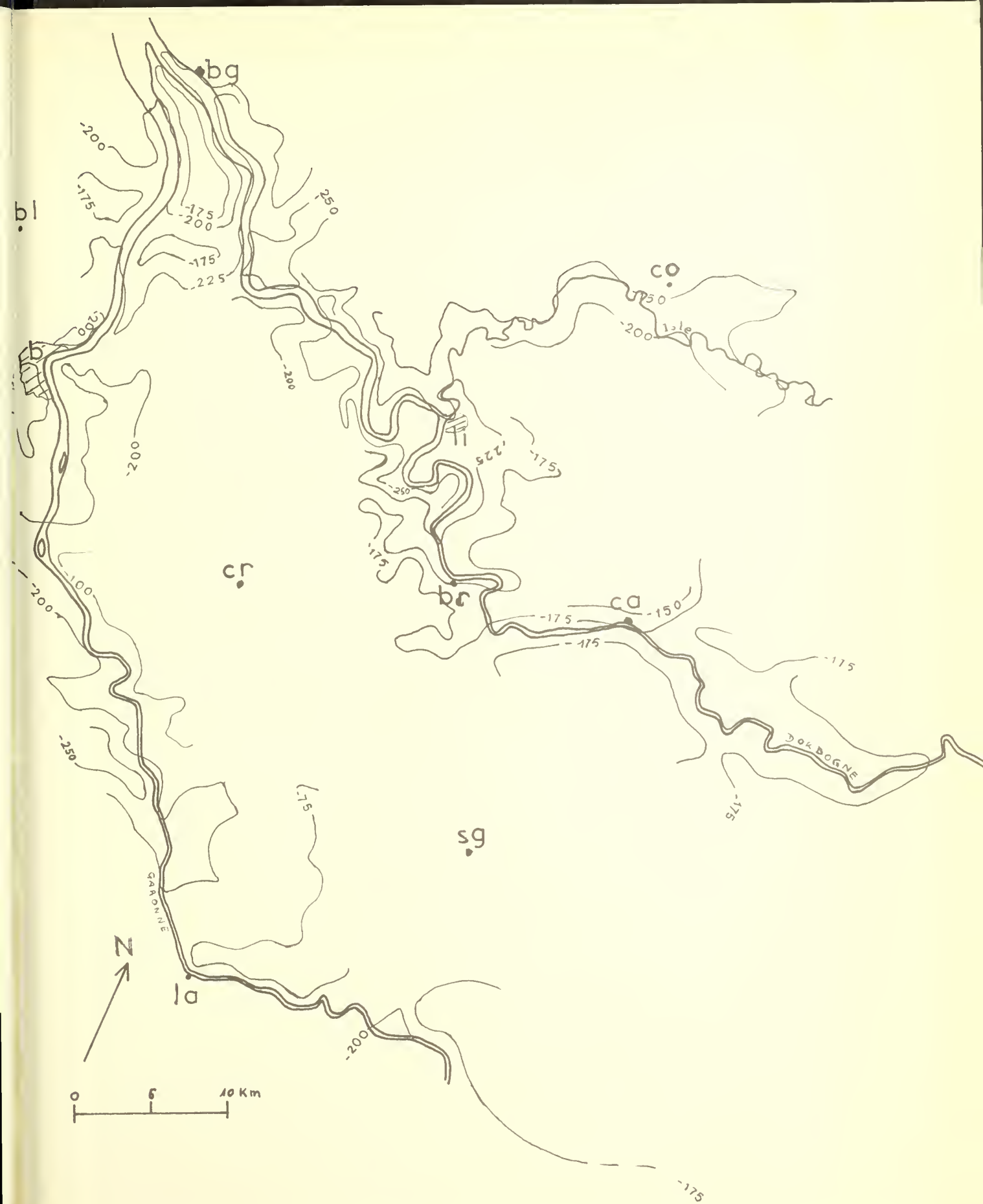


Fig. 3. — Isohypses simplifiés du toit de l'Eocène moyen sableux, le long des vallées.
Pour les villes, la légende est la même que celle de la fig. 2. en plus Bl : Blanquefort.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

Hack (J.T.), 1965. — Postglacial drainage evolution and stream geometry in the Ontonagon area, Michigan. *Geological Survey Professional Paper*, 504-B, p. B1-B40.

Léopold (L.B.) et Wolman (M.G.), 1960. — River meanders. *Geol. Soc. America Bull.*, vol. 71, p. 769-794.

Morin (S.), 1967. — Le Castillonnais. D.E.S. Institut de géographie, Bordeaux.

Pratviel (L.), 1965. — Essai de localisation des formations oligocènes dans la partie occidentale du Bassin d'Aquitaine. *Bull. du B.R.G.M.*, n° 4, p. 169-171, 4 pl.

Pratviel (L.), 1967 *a*. — L'Oligocène de la partie occidentale du Bassin d'Aquitaine. Cartes faciologiques et structurales. Notice explicative. *Bull. du B.R.G.M.*, n° 2, p. 91-99, 8 pl.

Pratviel (L.), 1967 *b*. — Topographies souterraines du Bassin d'Aquitaine. *Soc. Linnéenne de Bordeaux*, séance du 7 octobre 1967.

ACHEVÉ D'IMPRIMER
LE 20 DÉCEMBRE 1967
SUR LES PRESSES DE
L'IMPRIMERIE
GUY DUCROS
44, RUE DE MADRID
BORDEAUX
(FRANCE)

Dépôt légal 4e trimestre 1967

TOME 104 1967 Série B - N° 29

MUS. COMP. ZOOL. LIBRARY
JUL 28 1970
HARVARD UNIVERSITY

ACTES
DE LA
SOCIÉTÉ LINNÉENNE
DE BORDEAUX

FONDÉE LE 25 JUIN 1818
et reconnue comme établissement d'utilité publique
par Ordonnance Royale du 15 juin 1828

UN MICROBIOS DU TRÉMADOCIEN DANS UN SONDAGE D'HASSI-MESSAOUD

A. COMBAZ
Laboratoire central
Compagnie française des pétroles

Hôtel des Sociétés Savantes
71, Rue du Loup
BORDEAUX

REMERCIEMENTS

Je remercie la C.F.P.(A) d'avoir bien voulu autoriser la publication de ce travail et notamment M. Escale qui m'a proposé cette étude.

J'exprime également ma reconnaissance à MM. les Professeurs Cuvillier, Deflandre, Eisenack et Potonie, ainsi qu'à MM. les Docteurs Burollet et Downie pour leurs conseils et leurs critiques.

J'associe enfin à ces remerciements les camarades de travail des autres sociétés pétrolières, comme de la nôtre, pour leur « participation occulte », convaincu que nos échanges d'informations, à chacune de nos rencontres, constituent un fond commun de connaissance d'où naissent nos idées « nouvelles », comme nos taxons nouveaux.

TOME 104 1967 SÉRIE B - N° 29

ACTES DE LA SOCIÉTÉ LINNÉENNE DE BORDEAUX

SÉANCE DU 2 DECEMBRE 1967

Un microbios du trémadocien dans un sondage d'Hassi-Messaoud

par A. COMBAZ

Laboratoire central de la C.F.P. (Bordeaux)

RÉSUMÉ

L'âge Cambrien du réservoir d'Hassi-Messaoud n'est devenu évident qu'à partir du 3e sondage. Toutefois aucun fossile du Palcozoïque n'a jusqu'ici été signalé dans les limites du champ. Le sondage Oni 11 dans le quadrant NE a traversé en carottage un niveau d'argile silteuse noire qui a fourni un très riche microbios d'âge Trémadocien inférieur.

De nombreuses Spores végétales primitives issues d'une végétation terrestre témoignent d'influences continentales rapprochées. Mais l'élément principal est de nature planctonique : ce sont des populations de *Diacrodiens* (décrits par Timofeev [1959] dans les couches à *Obolus* et *Dictyonema* des régions baltiques), d'*Herkomorphitae* (décrites par Deunff [1961] dans cette même région saharienne), de *Leiosphaeridaceae*, d'*Acanthomorphitae* et d'autres groupes d'Acritarches.

Les Chitinozoaires sont également présents, ce sont les plus anciens connus à ce jour. Enfin, à côté de débris végétaux variés et de vestiges incertæ sedis, on constate la présence de Graptolites (sicules, fragments de rhabdosomes monosériés). Dans l'ensemble, ces microfossiles sont assez bien conservés et témoignent d'actions géothermiques assez modérées.

Il est décrit plusieurs genres et espèces nouveaux de Spores et Acritarches.

INTRODUCTION

Avec les premiers sondages Md1 (SN REPAL) puis Om1 (C.F.P.A.) qui révélèrent au monde, en 1956-1957, la promesse du grand champ pétrolier saharien, l'âge du réservoir fut un sujet de controverse parmi les géologues pétroliers — voire universitaires — d'Algérie. Les uns tenaient pour un âge triasique, les autres pour le Cambro-ordovicien (1). Md2 apporta de très solides arguments à ces derniers, et bientôt leur position se confondit avec l'opinion générale, au fur et à mesure des données accumulées par les quelque 170 sondages effectués depuis, et des très nombreuses études géologiques dont « Messaoud » fut l'objet. C'est en fait dès l'automne 1957 l'étude pétrographique de J. Thouvenin sur Om1, qui permit la zonation du réservoir et son attribution au « Cambro-Ordovicien » par comparaison avec les séries de surface connues plus au Sud. Toutefois aucun fossile n'a encore été découvert sur le champ même, et à l'échelle régionale, la somme des données paléontologiques demeure bien réduite.

Dix ans après la découverte, je me propose, après avoir fait mention des quelques trouvailles de fossiles dans la région d'Hassi-Messaoud, d'apporter une contribution à ce dossier.

Il s'agit d'un microbios particulièrement riche observé dans les carottes n° 4 et 5 du sondage Oni 11 situé dans le quadrant NE du champ (Fig. 1).

Ce sondage, foré en 1966, avait une implantation suffisamment périphérique pour que l'on s'attende à traverser là une formation paléozoïque moins érodée qu'au milieu du champ. Conformément à cette attente, la « zone isométrique » est représentée et comporte dans le haut une séquence argilo-silteuse qui a immédiatement retenu l'attention des géologues et dont nous avons effectué l'étude palynologique (carottes 4 et 5). La carotte 1 intéresse le Trias argilo-gréseux et s'est révélée stérile.

(1) Je me trouvais alors directement mêlé à ce débat comme géologue-résident à Hassi-Messaoud, et partisan convaincu d'un âge Cambro-Ordovicien.

CADRE GÉOLOGIQUE

Nous savons aujourd'hui qu'au point de vue structural, Hassi-Messaoud se présente comme un dôme anticlinal de grande dimension avec un cœur gréseux érodé d'âge Cambrien présumé, qui constitue le réservoir. Les études pétrographiques ont permis d'y distinguer du haut en bas trois zones : R 1, R 2, R 3, cette dernière reposant sur le socle granitique ou l'infra-Cambrien (Fig. 2). A partir du centre, où R 1 est entièrement érodé, se succèdent les auréoles de R 1, des « grès de Miribel » (ou « zone isométrique »), des « argiles d'El Gassi », des « grès d'El Atchane », enfin des « grès de Larroque ». Cette dernière formation s'étale largement vers le SE et le N. En s'éloignant toujours plus d'Hassi-Messaoud, la série se complète avec les termes de l'Ordovicien supérieur, du Silurien, etc. (Fig. 5).

La discordance de ravinement qui entame cette série cambro-ordovicienne correspond à l'orogénèse calédonienne (phase taconique). Toutes ces formations présentes à Hassi-Messaoud ont été définies dans la région, et leur âge plus ou moins bien établi par corrélation à partir de données paléontologiques sporadiques.

Les « quartzites d'Hamra » ou « quartzites intermédiaires » (équivalents des « grès de Larroque ») sont considérés comme marquant le terme du deuxième cycle ordovicien et leur âge probable serait Areginien inférieur sur la foi de Lingulidae, seuls fossiles observés jusqu'ici dans cette formation. Notons aussi la présence fréquente de Tigillites.

Le terme sous-jacent est désigné par Ph. LEGRAND et G. NABOS (1962), sous le terme d'« argilites inférieures », comprenant en haut les « grès d'El Atchane » et au-dessous les « argiles d'El Gassi ». Ces auteurs signalent dans celles-ci la découverte, dans cette même région, de Brachiopodes et de Graptolites, dont *Clonograptus* gr. *tenellus* LINNARSON, représentant l'association γ II-γ 2, le terme suivant comportant l'association γ III-γ 3 : *Lingulella* sp., *Adelograptus* sp., *Didymograptus nititus* LEGRAND, *Temnograptus* sp. L'âge de cette formation serait donc Trémadocien moyen à inférieur (base de l'étage nl de LEGRAND et NABOS).

En 1964, LEGRAND signale encore dans la région d'Hassi-Messaoud la présence de deux espèces nouvelles de Graptolites : *Adelograptus bagneli* et *A. messaoudi* qu'il attribue au Trémadocien inférieur.

Quant aux « grès de Miribel » (ou « grès d'El Gassi » ou « zone isométrique ») ils n'ont guère livré que des fragments de *Lingulidae* et, là aussi, des Tigillites.

Selon les données pétrographiques et diagraphiques, c'est à la « zone isométrique » que les géologues attribuent la séquence étudiée dans ce sondage d'Oni 11. L'âge de cette formation pourrait donc être Acadien ou Trémadocien inférieur (Fig. 3).

La comparaison avec un sondage très voisin : On 1, où non seulement la zone isométrique est conservée mais aussi plusieurs dizaines de mètres des argiles d'El Gassi, ne laisse par ailleurs pas de doute sur le fait que le niveau argileux étudié est bien à sa place normale. Il se corrèle parfaitement avec son homologue d'On 1 tant du point de vue de ses caractères pétrographiques que diagraphiques. Les corrélations de radio-activité, qui sont habituellement très précises et fidèles à travers tout le champ, sont ici excellentes.

Examinons maintenant le témoignage de la palynologie.

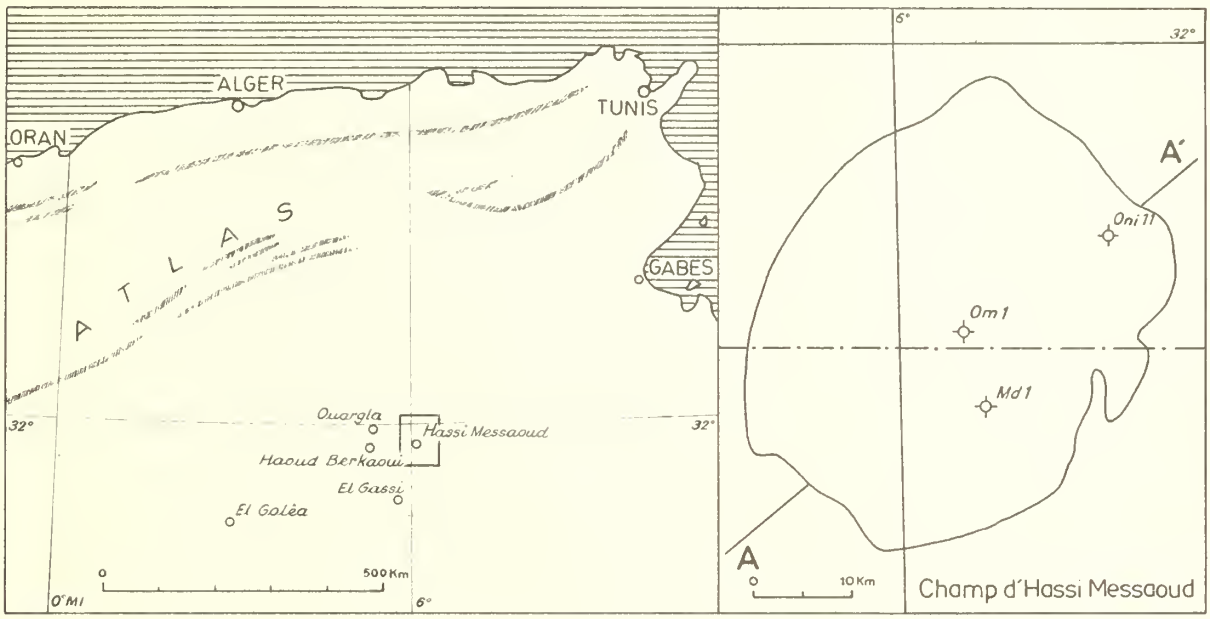


Fig. 1. — PLAN DE SITUATION
L'enveloppe du champ correspond à l'isobathe 3 400 m
(contact eau-huile).

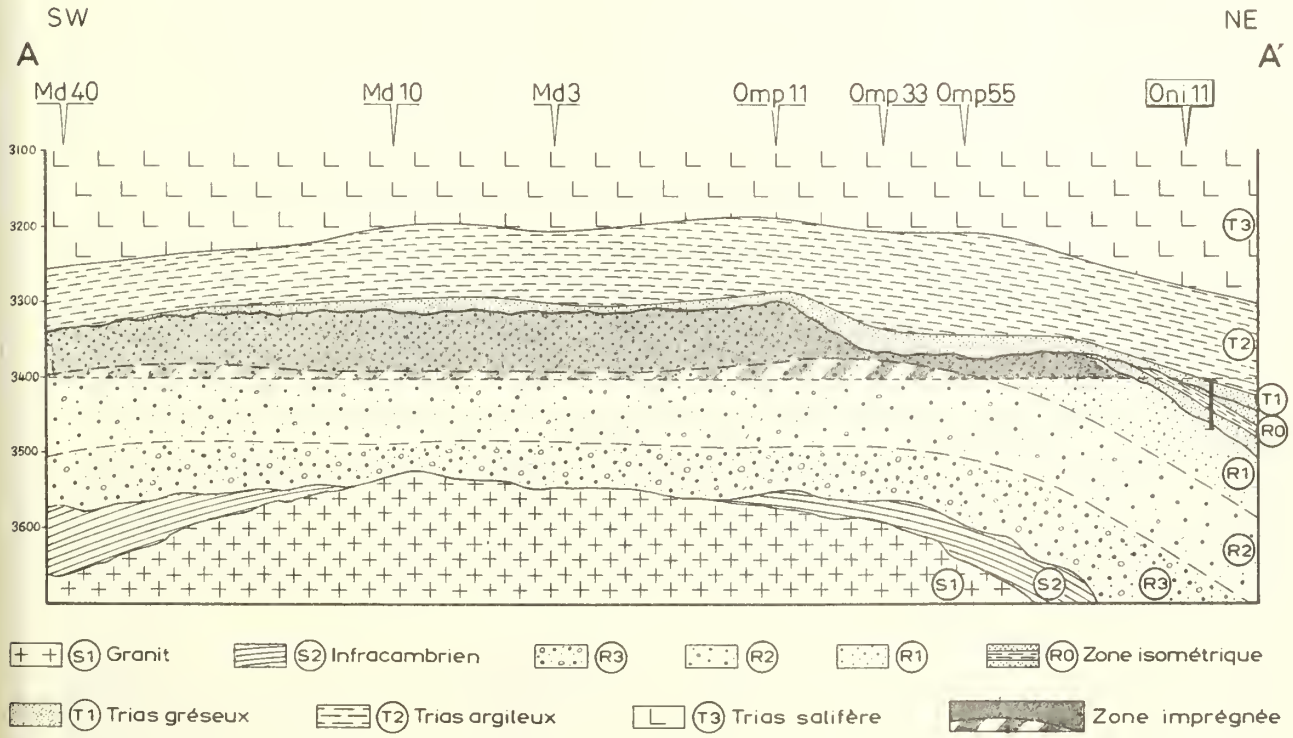


Fig. 2. — COUPE SCHEMATIQUE SW-NE DU CHAMP
D'HASSI-MESSAOUD

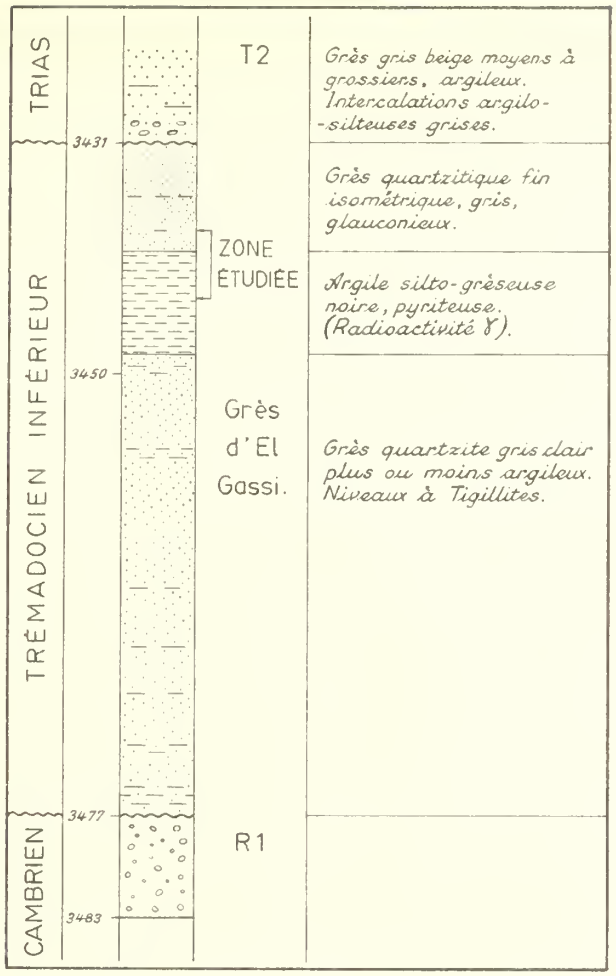


Fig. 3.

PALEOZOIQUE D'ONI 11

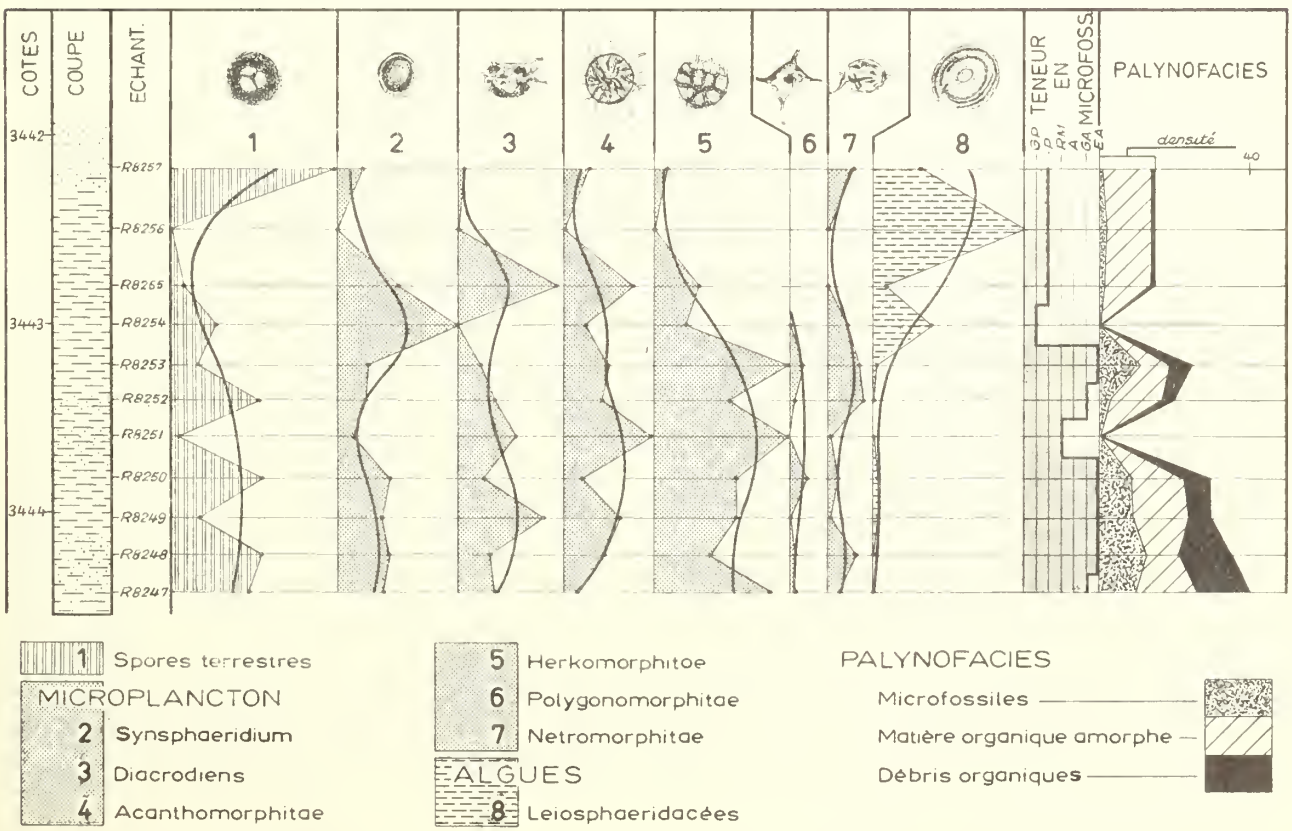


Fig. 4. — VARIATIONS QUANTITATIVES DES PRINCIPAUX TYPES DE MICROFOSSILES

LE MICROBIOS OBSERVE

I. — TRAVAUX ANTERIEURS

Il n'existe à ce jour qu'une publication sur le microbios du Paléozoïque ancien du Sahara, celle de J. Deunff (1955). Elle traite précisément d'horizons argilo-silteux, observés dans le champ d'El Gassi, à quelques dizaines de kilomètres seulement au SSW d'Hassi-Messaoud et attribuée par cet auteur au Trémadocien. Cette datation se justifiait tant par les trouvailles de Graptolites dans les mêmes formations argileuses [p. 39, note (1)] et confirmée depuis, que par le contenu paléomicroplanctonique tout à fait similaire à celui qu'ont fourni les couches bien datées de France ou du Maroc.

D'autre part il cite l'important ouvrage de Timofeev (1959) dont les microfossiles décrits sont très proches de ceux observés ici, bien qu'ils proviennent de la région Baltique.

Outre ces deux références qui intéressent directement notre étude, il n'existe guère que les travaux de Downie (1958) sur les « Shineton shales » (Pays de Galles) et d'Eisenack (1931) sur l'Ordovicien supérieur du Diluvium baltique.

Cependant bien d'autres données ont été rassemblées sans avoir pu, jusqu'ici, faire l'objet de publications. Ce sont en particulier les travaux de palynologistes des compagnies pétrolières depuis 1960, notamment la C.F.P., la S.N.P.A., la SN REPAL, la S.S.R.P., la C.P.A., la C.E.P. Du Nord au Sud du Sahara et de l'Ouest à l'Est, jusqu'en Libye, le Cambro-Ordovicien a fait l'ojet d'études approfondies des Spores, des Acritarches et des Chitinozoaires. Celles-ci ont permis une bonne zonation, d'usage courant dans les corrélations stratigraphiques entre les sondages.

A Oni 11, nous sommes en présence d'un cas à la fois très représentatif du Paléozoïque ancien, et singulier sous l'angle de ses caractères paléobiologiques ; à ces titres, il nous paraît mériter d'être porté à la connaissance de tous.

II. — PRELEVEMENTS

Les échantillons étudiés ont été prélevés sur carottes tous les 20 cm environ de 3 444,40 à 3 442,20, soit 11 échantillons. Il s'agit de siltstones argileux et d'argiles noires. Le premier mètre a fourni des populations très nombreuses, par contre entre 3 443 et 3 442,20, la richesse est bien moindre.

Le même méthode de préparation a été uniformément appliquée à tous les échantillons et correspond au procédé le plus simple qui consiste en une attaque fluorhydrique prolongée, suivie d'une chlorhydrique et d'une centrifugation en liqueur dense avant montage.

III. — CONSTITUANTS ORGANIQUES ET CARACTERES DU MICROBIOS

Le résidu organique est assez abondant. Dans l'ensemble, la matière organique et les débris — apparemment d'origine végétale pour la plupart — dominent. Toutefois, un niveau : R 8253, comporte une telle abondance de microfossiles que ceux-ci l'emportent sur les éléments non figurés (voir Fig. 4).

Spores végétales et Diacrodiacées (ou Diacrodiens) sont les plus nombreuses, mais les Acritarches divers, *Acanthomorphitae* et *Sphaeromorphitae*, abondent également.

Enfin, un certain nombre de Chitinozoaires de grande taille (de l'ordre du millimètre) et des sicules de Graptolites complètent ce microbios.

L'état de conservation est très bon dans l'ensemble. La couleur des microfossiles se situe, en moyenne, dans la gamme des brun clair, les Acritarches tirant vers le jaune, les Spores et les débris vers le brun clair, tandis que les Chitinozoaires sont brun sombre à noir. Les sicules de Graptolites, également très sombres, laissent parfois transparaître leur structure annelée.

IV. — ETUDE SYSTEMATIQUE

Les Spores.

Elles sont particulièrement abondantes : 20 à 30 % de la population des microfossiles, et se distinguent sans difficulté des Acritarches tant leur aspect est différent... Cependant il s'agit ici de Paléozoïque ancien où l'existence même de Spores végétales, au sens habituel des Miospores (Guennel, 1952) est un sujet controversé.

La marque trilète.

A Hassi-Messaoud, comme dans maints échantillons du Cambro-Ordovicien antérieurement étudiés, j'ai cherché la petite marque trilète « primitive » aux branches courtes signalée et dessinée (1) par les auteurs russes, notamment S. N. Naoumova et B. V. Timofeev. Je dois dire que je n'ai jamais observé autre chose que des artéfacts. Il ne semble donc pas que cette petite marque trilète existe chez les Spores du Sahara.

Par contre, d'autres caractères objectifs, bien qu'assez inconstants, sont observables. Il s'agit d'épaississements vaguement triradiés divisant la partie centrale plus claire des formes du type *Attritasporites* n.g. Remarquons cependant que ce trait n'est pas permanent et que la plupart des spécimens ne possèdent pas ce caractère.

De même la forme cf. *Leiotriletes* (Fig. 17) montre une très belle « marque trilète », mais des formes identiques par les autres caractères ne portent que des replis apparemment fortuits. Même incertitude avec *Virgatasporites* n. g. (Fig. 27, 28). Quant aux formes de plus grande taille, rien de comparable à une marque trilète ne peut y être observé (Fig. 23 à 26).

Pourtant, l'existence de petits groupes de 3-4 Spores du même type que celles que nous venons d'évoquer font inévitablement penser à des tétrades, généralement plus ou moins disloquées.

Je suppose donc que les Spores qui nous occupent sont bien des tétraspores, mais leur trait fondamental, qui permet habituellement de les caractériser sûrement, la marque trilète, ne serait pas encore stabilisé.

Je voudrais à ce propos évoquer par exemple une Spore commune dans les terrains du Westphalien supérieur : *Crassipora cf. kosankei* (Pl. 1, Fig. 15). Bien que de nombreux spécimens observés ne portent pas de marque triradiée nettement distincte, le problème de l'appartenance de ce genre aux Spores trilètes ne se pose pas, d'autant que les tétrades sont fréquentes (Pl. 1, Fig. 16).

L'exine

Un autre caractère, permanent celui-ci, permet de distinguer immédiatement cette population de Spores de celle des Acritarches. Les premières ont une enveloppe épaisse — voir ornementée — de plus, le type le plus commun, *Attritasporites* (Pl. 1, Fig. 1 à 14) possède un anneau opaque très épais assimilable à un cingulum, qui fait ressembler certaines de ces formes au genre *Densosporites* du Carbonifère, ou à l'épaississement périphérique de *Crassispora*, que nous évoquions plus haut.

Les figures 27 et 28 montrent des spécimens portant des stries radiales naissantes qui, au Dévo-

(1) Mais à ma connaissance, non photographiée.

nien, caractérisent le genre *Emphanisporites*. Je les ai nommés, ici, *Virgatasporites* n. g.

En résumé, toutes ces formes réunissent un ensemble de caractères qui, à des époques plus tardives, en feraient indubitablement des Spores végétales. Le fait qu'on les observe au voisinage des fossiles permettant de leur attribuer un âge Trémadocien ne devrait donc pas nous empêcher de parvenir à la même conclusion. Ce qui déroute ici est la présence de quelques caractères évolués au sein d'une population primitive, et surtout, le fait que nous ne retrouvons pas nos critères habituels de référence tels que la marque trilète. Ce qui plus tard sera la règle, à cette époque n'est encore qu'aléatoire. Même la forme générale n'est pas stabilisée chez *Attritasporites*. Le contour équatorial est non seulement irrégulier dans le détail, mais capricieux dans son allure, et évolue du circulaire au polygonal en passant souvent par le stade triangulaire.

Ajoutons que les vestiges végétaux observés dans l'entourage de ces Spores contribuent à nous faire soupçonner une végétation terrestre à l'origine de ceux-ci. Toutefois, aucune certitude ne se dégage de nos observations. Probablement sommes-nous encore dans les débuts de la conquête du milieu terrestre par les plantes — et sans doute l'ambiguïté des formes reflète-t-elle l'ambiguïté de l'environnement lui-même, ni franchement marin, ni franchement terrestre.

Description des formes observées.

Toutes les formes décrites sont conservées au Laboratoire central de la Compagnie Française des Pétroles à Bordeaux. Le repérage est effectué d'après la grille du microrepéreur de Kazeieff.

Sauf indication particulière, la localité type de toutes les formes décrites est Hassi Messaoud (Sahara algérien) et l'étage type le Trémadocien.

Anteturma Sporites H. Potonie 1893
Turma incertae sedis
Genre *Attritasporites* n. g.

Diagnose : Microspore à contour sub-circulaire à sub-triangulaire. Pas d'aperture nettement définie, cependant certains spécimens montrent une ébauche de marque triradiée. Epaississement annulaire peu régulier, situé en position proximale définissant une zone centrale claire, grossièrement circulaire ou triangulaire. Ornementation rudimentaire chagrinée, pseudo-vermiculée, infraponctuée. Diamètre variant de 25 à 40 µ. Fréquence : très abondant.

Type : *Attritasporites messaoudi* n. sp.
(Pl. 1, Fig. 3)

Derivatio nominis : du latin attrita : fruste.

Discussion : Attritasporites n'évoque *Crassispora*, voire *Densisporites* du Carbonifère que par son pseudo-cingulum et la forme de certains spécimens.

Une parenté, peut-être plus judicieuse, serait à rechercher aussi avec les formes décrites par B. V. Timofeev (1959), notamment avec les genres *Stenozonoligotriletes* et *Trachyoligotriletum*. Mais à la vérité aucune des formes qu'il a dessinées ne présente ces caractères. Ajoutons que la petite marque trilète systématiquement figurée par cet auteur et sur laquelle s'appuie sa nomenclature n'existe pas ici.

Faut-il donc ranger cette forme parmi les Trilètes ou les Alètes ? Après réflexion, j'ai opté pour la seconde solution (« *Attritasporites* »), pensant que nous sommes en présence d'une population à majorité de formes alètes, bien que formant des tétrades et pourvues quelquefois de (pseudo) marque triradiée.

Attritasporites messaoudi sp.
(Pl. 1, Fig. 1 à 8)

Holotype : Pl. 1, Fig. 1. Préparation n° R 8250 B-2749.

Taille : 30 µ.

Très abondante.

Diagnose : Spore trilète (?) dont la marque n'est souvent pas apparente. Contour variable. Epaississement annulaire irrégulier large de 5 µ environ, situé en position légèrement proximale. Surface raboteuse, irrégulière, observable par transparence dans l'area centrale.

Remarques : Cette forme est quelquefois rencontrée en tétrades à peine disjointes. On pourra comparer avec *Crassispora*... où le « cingulum » est localisé selon la ligne périphérique de contact

des Spores entre elles. Il semble que nous ayons le même processus, ici très primitif, avec *Attritasporites*. Ainsi le caractère morphologiquement imparfait de chaque Spore découlerait directement de l'« imperfection » de la tétrade.

Attristasporites scabra n. sp.
(Pl. 1, Fig. 9 à 11)

Holotype : Pl. 1, Fig. 9. Préparation n° 8248 A-3091.

Taille : 30 à 40 µ.

Commune.

Diagnose : Spore sans marque de déhiscence visible (trilète ?). Epaississement annulaire irrégulier, large en moyenne de 5 µ, en position proximale. Contour équatorial peu régulier. Infra-réticulation très fine, apparente sur l'area centrale.

Remarques : Chez cette espèce, qui diffère d'*A. messaoudi* par son infra-réticulation, il manque le témoignage de quelques spécimens portant une esquisse de marque triradiée. Toutefois tous les autres caractères indiquent clairement son appartenance au même genre que l'espèce précédente.

Attritasporites velata n. sp.
(Pl. 1, Fig. 12 à 14)

Holotype : Pl. 1, Fig. 12. Préparation n° 8248 B-2926.

Taille : 40 à 50 µ.

Commune.

Diagnose : Spore sans marque de déhiscence visible (trilète ?). Epaississement annulaire irrégulier, large de 7 à 10 µ. Frange périphérique membraneuse irrégulière débordant le pseudo-cingulum de 5 à 10 µ. Area plus ou moins réduite ne portant pas d'ornementation visible.

Remarques : La structure confuse de certains spécimens ne permet pas de reconnaître de marque trilète. Ici encore cependant, la parenté avec les deux espèces précédentes est très frappante et justifie l'attribution de cette forme au genre *Attritasporites*.

Infraturma Laevigata P. et Kr., 1954
cf. *Leiotriletes* sp.
(Pl. 1, Fig. 17)

Description : Spore trilète lisse. La marque trilète se présente comme un repli de l'exine en nette saillie, et présentant une fente longitudinale. Pour cette raison, il est difficile de considérer ce trait comme un artéfact. Malheureusement cet exemplaire est pour l'instant unique. Il est cependant très improbable qu'il s'agisse d'une contamination.

Taille : 20 µ.

Couleur jaune foncé, du même ordre que de nombreux autres éléments du microbios ambiant.

Genre *Virgatasporites* n. g.

Diagnose : Forme circulaire, aspect général d'une Spore. Marque trilète douteuse. La face proximale est caractérisée par un système de stries radiales peu saillantes et tendant à s'anastomoser.

Exine peu épaisse.

Diamètre : 28-30 µ.

Rare.

Type *Virgatasporites rudi* n. sp.
(Pl. 1, Fig. 17)

Derivatio nominis : du latin virgata : rayé.

Discussion : Virgatasporites n. g. évoque *Emphanisporites* Mac Gregor 1961 du Dévonien. Toutefois les stries radiales sont moins nettes et tendent ici à s'anastomoser ; par ailleurs, la marque trilète est incertaine.

Virgatasporites rudi n. sp.

Holotype : Pl. 2, Fig. 27. Préparation n° 8252 B-3725.

Taille : 30 µ.

Assez rare.

Diagnose : Microspore à contour circulaire. Exine mince, lisse. Face proximale portant un réseau de stries radiales étroites, plus ou moins anastomosées.

Les Acritarches.

Ils sont aussi nombreux que les Spores, plus nombreux mêmes, dans le haut de la séquence. Toutes les formes observées ont un test plus mince et une couleur nettement plus claire que celle des Spores. La distribution entre les deux groupes se fait donc, dans l'ensemble, immédiatement et facilement. Plusieurs familles morphologiques constituent ce groupe :

Leiosphæridaceae EIS. (Sphaeromorphitae D.E.S. 1963).

Le genre *Leiosphaeridia* est présent mais rare ; *Saharidia* n. g. très typique est, par contre, bien représenté surtout dans le sommet de notre séquence (100 %), enfin *Synsphaeridium* TIM. est assez commun (10 à 20 % en moyenne).

Saharidia n. g.

Diagnose : Coque à contour circulaire, avec un pylome central, toujours observable, égal à environ 1/4 du diamètre, entouré de un ou plusieurs cercles concentriques (replis ou épaississements ?). Tégument très mince (1 à 2 μ) et surface lisse ou finement granuleuse.

Type : *Saharidia downiei* n. sp.
(Pl. 2, Fig. 35)

Discussion : Bien que de nombreux plis en gênent l'observation, l'exemplaire figuré Pl. 17, Fig. 6 DOWNIE 1958, paraît bien présenter un cercle concentrique à la fois au pylome et au contour équatorial à environ 30 μ de celui-ci.

Le genre *Saharidia* est très commun au Sahara et en Lybie au Trémadocien inférieur ou moyen, et dans certains niveaux il constitue 100 % de la population microfossile.

Sa structure concentrique particulière, et la position toujours centrale du pylome malgré l'aplatissement dont témoignent tous les spécimens, suggèrent une forme initiale plus ou moins discoïdale, ou lenticulaire.

Elle présente des analogies avec *Grebespora* JANSONIUS 1962, observé par cet auteur dans le Trias inférieur du Canada et classé comme « incertae sedis ». Toutefois, JANSONIUS ne signale pas de pylome.

Je connais par ailleurs une descendance à ce genre dans le Silurien de Libye où, parmi des populations très nombreuses de Leiosphæridacées, certaines formes présentent une structure analogue avec toutefois des cercles concentriques très en relief.

Saharidia downiei n. sp.
(Pl. 2, Fig. 35-36)

Holotype : Pl. 2, Fig. 35. Préparation n° R 6388 A - 2542.

Localité type : Sondage UC 101, Sahara algérien.

Etage type : Trémadocien.

Diagnose : La diagnose générique s'applique à cette espèce qui se caractérise par sa surface lisse.

Discussion : La fragilité du test est telle que tous les spécimens sont endommagés par déchirure ou craquelure.

Le pylome est généralement operculé, toutefois on le rencontre également ouvert (Fig. 38).

Saharidia fragile (DOWNIE, 1958) emend.
ex. *Leiosphaeridia fragile* DOWNIE, 1958
(Pl. 17, Fig. 6, p. 344-345)

Holotype : Pl. 2, Fig. 37. Préparation n° 8256 A-3895.

Diagnose : La surface est ici ornée de granules dispersées.

Discussion : On remarquera la grande similitude entre les Fig. 37 et 38 et la forme figurée dans DOWNIE, 1958. L'état de mauvaise conservation habituel de ces organismes très fragiles rend souvent confuse leur délicate structure concentrique. Toutefois, malgré les plis, les déchirures et les inclusions pyriteuses, un examen attentif fait découvrir la grande unité structurale des nombreuses populations de *Saharidia*.

Acanthomorphitae D.E.S. 1963.

Ce groupe représente 10 à 20 % de la population observée. Les genres les mieux représentés sont *Archeohystrichosphaeridium* Tim., 1959, qui rassemble des types assez polymorphes. On remarque également de rares *Vulcanisphaera* Deunff 1961. Certaines de ces formes présentent des particularités qui les rapprochent du groupe suivant.

Diacrodiens

Diacromorphitae Des., 1963 (20 % en moyenne des microfossiles observés). Ils sont représentés ici par trois genres, au moins, de Timofeev (émendés par Deflandre et Deflandre-Rigaud, 1962), *Acanthodiacrodium*, *Dasydiacrodium* et *Trachydiacrodium*.

Genre *Acanthodiacrodium* (Tim.) Defl. et Defl.-Rig., 1962
Acanthodiacrodium simplex n. sp.
(Pl. 2, Fig. 44 à 47)

Holotype : Pl. 2, Fig. 44. Préparation n° 8248 B-2630.

Diagnose : Coque sphérique ou légèrement elliptique ; épaisseur du tégument égal environ à 1 µ ; présence de 1, 2 ou plusieurs appendices très courts (1/3 du rayon) grêles et pointus, limités en des points de la coque diamétralement opposés (bipolarité).

Taille : 20 à 30 µ.

Abondant.

Discussion : Ces formes ne sont assimilables à aucune des espèces décrites par Timofeev. D'autre part, elles se distinguent du genre *Domasia* Downie, 1960, notamment par la dimension des appendices.

Par ailleurs, cette forme relativement fréquente dans nos préparations présente une double ambiguïté :

1° Elle s'apparente à des spécimens qui l'accompagnent et qui ont la même taille, mais sont dépourvus d'appendices et classés de ce fait dans le genre *Syuphaeridium*.

2° Elles présentent aussi de nettes ressemblances, sauf en ce qui concerne le nombre et l'implantation des appendices, avec la forme précédemment décrite : *Archeohystrichosphaeridium* cf. *strictum*.

Acanthodiacrodium cf. *partiale* Tim., 1959
(Pl. 3, Fig. 49-50)

Description : Coque ovoïde ; tégument fin plissé, portant des épines trapues peu nombreuses localisées de part et d'autre de la zone médiane.

Taille : 35 à 40 µ. Commun.

Remarque : Ce type s'apparente à *Archeohystrichophaeridium* cf. *angulosum* (Fig. 48).

Acanthodiacrodium cf. *serotimum* Tim., 1959
(Pl. 3, Fig. 51-52)

Description : Coque ovoïde ; tégument fin, épines courtes et assez nombreuses ; zone médiane lisse.

Taille : 35-45 µ. Commun.

Remarque : Sa parenté avec la forme précédente est grande. La distinction repose sur les épines ici plus nombreuses et un peu plus longues.

Acanthodiacrodium cf. *palmatilobum* Tim., 1959
(Pl. 3, Fig. 57-58)

Description : Coque ovoïde, test mince revêtu d'appendices nombreux, assez longs (un peu inférieurs au petit axe de la coque). Zone médiane lisse, dépourvue d'appendices, par ailleurs ceux-ci sont plus nombreux à l'un des pôles.

Taille : 25 µ. Commun.

Acanthodiacrodium cf. *petrovi* Tim., 1959
(Pl. 3, Fig. 59)

Description : Cette forme, voisine de la précédente, ne compte que 4 appendices à l'un des pôles et 6 à 7 à l'autre. Il existe en outre quelques appendices naissants de part et d'autre de la zone médiane lisse.

Taille : 35 µ. Assez rare.

Acanthodiacrodium angustum (Downie)
Defl. et Defl.-Rig., 1962, comb. nov.
(Pl. 4, Fig. 67 à 72)

ex. *Diornatosphaera angusta* Downie, 1958
(Pl. 17, Fig. 7 et 8, p. 339. Fig. 3 c, p. 340)

ex. *Lophodiacrodium angusta* (Downie)
Defl. et Defl.-Rig., 1962
(p. 194)

Description : Coque ovoïde présentant une constriction moyenne (« zone médiane ») plus ou moins marquée définissant deux bulbes polaires arrondis ; épaisseur du test : 2 µ ; les bulbes polaires sont recouverts de nombreuses petites épines très courtes et rapprochées, tandis que la zone médiane reste lisse ou laisse apparaître des striations longitudinales parallèles.

Dimensions : 22-25 µ sur 30 à 40 µ. Commun.

Discussion : C'est bien au genre *Acanthiodiacrodium* (Tim.) Defl. et Defl.-Rig, 1962 qu'appartient l'espèce décrite par Downie puisque cet auteur dessine et décrit de « petites épines de 1 à 3 µ de long », et ce sont aussi de petites épines que portent nos exemplaires de la Pl. 3, Fig. 67 à 72.

On ne manquera pas d'observer, par ailleurs, la série proposée ici, où la « zone médiane » affecte une largeur variable suivant les spécimens.

Notons aussi l'esquisse de « plaque » polygonale (10 µ de large) sur le bulbe supérieur de la Fig. 72. Ceci est sans doute à rapprocher de la remarque de Downie (p. 346) : « in two specimens one of the bulbs had a more or less circular opening about 7 µ in diameter. This may be a pylom... »

Acanthodiacrodium cf. *capsulare* Tim., 1959
(Pl. 4, Fig. 73-74)

Description : Coque subcirculaire à elliptique ; épaisseur du test 2 µ ; zone médiane lisse ; bulbes polaires parsemés d'épines courtes élargies à la base, écartées les unes des autres.

Genre *Dasydiacrodium* (Tim.)
Defl. et Defl.-Rig., 1962

Dasydiacrodium ornatum n. sp.
(Pl. 3, Fig. 60 [Holotype])
Préparation 8248 A - 2657

Diagnose : Coque ovoïde ; test mince ; dissymétrie marquée entre les deux zones polaires : l'une ne comporte que 5 à 6 appendices assez larges et ramifiés, l'autre en compte près du double, chacun d'eux se ramifiant pour former une sorte de frange tout autour de ce pôle. Zone médiane lisse.

Taille : 35 µ.

Rare.

Dasydiacrodium ramusculosum n. sp.
(Pl. 3, Fig. 61 [Holotype] et 62)
Préparation 8253 A - 2941

Diagnose : Coque polygonale allongée ; test mince : l'un des pôles est constitué par un angle de la coque étiré en un appendice bifurqué, encadré par deux autres angles également prolongés par des appendices ramifiés. L'autre pôle est pourvu de 8 à 10 appendices étirés et abondamment ramifiés à leurs extrémités.

Taille : 30 à 35 µ.

Assez rare.

Dasydiacrodium polarum n. sp.
(Pl. 3, Fig. 63 [Holotype])
Préparation 8249 B

Diagnose : Coque ovoïde ; épaisseur du test : 2 µ ; nette dissymétrie : l'une des calottes polaires a son profil affecté par 4 appendices principaux, assez courts et grêles avec un garnissage d'une dizaine d'autres ; l'autre calotte est pourvue d'une double couronne d'appendices semblables, l'une interne entourant le pôle, l'autre périphérique limitant la calotte par rapport à la « zone médiane ».

Taille : 35 µ.

Rare.

Dasydiacrodium cf. *eichwaldi* Tim., 1959
(Pl. 3, Fig. 64)

Description : Coque oblongue lisse, étirée à une extrémité en deux cornes pointues, l'autre pôle également anguleux montre 3 à 6 appendices embryonnaires. La « zone médiane » est ici très développée.

Taille hors tout : 60 µ. Rare.

Diasydiacrodium cf. sewergini Tim., 1959
(Pl. 3, Fig. 75)

Description : Coque oblongue, dissymétrique ; l'un des bulbes est plus réduit que l'autre et porte des épines trapues plus rapprochées. la zone médiane. très apparente. est lisse.

Taille : 40 µ. Rare.

Diasydacrodium glabrum n. sp.
(Pl. 3, Fig. 76 [Holotype])
Préparation 8251 B - 3015

Diagnose : Coque elliptique, épaisseur du test 2 µ ; zones polaires dissemblables : l'une porte quelques épines arrondies (ou verrues allongées) sur une calotte réduite et limitée par une couronne concentrique au pôle, tandis que l'autre, plus convexe, porte le même type d'ornementation dispersée sur une aire plus étendue et moins bien limitée. La zone équatoriale est lisse et large.

Dimensions : 35 sur 52 µ.

Rare.

Discussion : Dans la zone médiane, on observe un bourrelet épais (ou repli ?) se développant vers le « bulbe » le plus réduit, dans une situation analogue à la « pseudo-plaque » observée Fig . 72.

Genre *Priscotheca* Deunff, 1961

Il n'est pas douteux en effet que ce genre se rattache à la famille des *Diacrodiacae* Tim. Il recouvre même des formes symétriques à appendices pointus (Fig. 65) qui, pour Timofeev, sont des *Acanthodiacrodium*, et d'autres formes asymétriques (Fig. 66) que cet auteur classerait dans le genre *Dasydiacrodium*.

Toutefois, le genre de Deunff s'applique à des populations nombreuses qui, dans le temps, prennent le relais des autres Diacrodiens ; il est donc assez pratique et mérite d'être conservé. Cependant, une émendation paraît nécessaire, ne serait-ce que pour admettre l'espèce *P. tumida* Deunff dans le genre. Je propose donc la diagnose suivante :

« Coque à contour sub-rectangulaire, de 40 à 160 µ de long et 35 à 100 µ de large ; test mince ; surface lisse, chagrinée ou granuleuse ; chaque extrémité est pourvue d'un nombre réduit (2 à 8) d'appendices creux, simples. raides, pointus, de longueur variable, généralement inférieure à la largeur de la coque. »

Priscotheca tumida Deunff, 1961
(Pl. 3, Fig. 65)

Description : Coque sub-rectangulaire à grands côtés convexes ; test mince, lisse ; chaque sommet porte un appendice court (7 à 10 µ) et pointu en forme d'épine plus ou moins recourbée.

Dimensions : 35 sur 50 µ. Commun.

Genre *Trachydiacrodium* (Tim.)
Defl. et Defl.-Rig., 1962
Trachydiacrodium signatum Tim., 1959
(Pl. 4, Fig. 77)

Description : Coque ovoïde ; test relativement épais : 2 à 3 µ ; bulbes polaires sensiblement égaux, surface lisse à légèrement chagrinée. Zone médiane laissant apparaître de fines striations longitudinales.

Dimensions : 30 à 40 µ. Commun.

Discussion : L'asymétrie entre les pôles est ici trop légère pour avoir une valeur diagnostique ; il s'agit plus vraisemblablement d'une déformation acquise.

Le double contour apparent ici n'a pas plus de valeur diagnostique, il souligne simplement un test plus épais.

Herkomorphiate D.E.S. 1963.

Le genre *Cymatiogalea* (DFF) Deunff, 1964 est bien représenté et constitue souvent l'élément dominant de nos populations.

Polygonomorphitae D.E.S. 1963.

Des *Veryachium* de très petite taille (5 à 10 µ) ont été assez fréquemment observés. Il faut noter la difficulté éprouvée d'abord à les découvrir, car outre leur taille minuscule ils ont une teinte très claire qui contraste très peu sur le milieu de montage.

Genre *Veryachium* (Deunff)
Downie et Sarjeant, 1963
(Pl. 3, Fig. 89 à 91)
(Voir aussi Pl. 2, Fig. 30)

Description : Coque à contour carré ou rectangulaire ; épaisseur du test 1 µ ; un appendice simple à chaque angle, de longueur variable, plus ou moins flexueux ; surface lisse.

Dimension de la coque : 5 à 10 µ.

Netromorphitae D.E.S. 1963.

Ces formes sont peu abondantes et ne sont représentées que par un seul genre :

Dactyfulosa (Brito et Santos)
Combaz, Lange et Pansart, 1967
Dactyfulosa squama Deunff, 1961
(Pl. 4, Fig. 93)

Description : Coque en forme de fuseau court, sans appendices proprement dits ; tégument très finement strié longitudinalement.

Dimensions : L = 65 µ, c = 22 µ.

Dactyfulosa simplex n. sp.
(Pl. 4, Fig. 94 [Holotype])
Préparation 8251 B - 3046

Diagnose : Coque fusiforme lisse ; tégument mince souvent plissé.

Dimensions : L = 120 µ, c = 12 µ.

Pteromorphitae D.E.S. 1963.

Je soupçonne la présence du genre *Pterospermopsis* W. Wetzel, 1952, sans certitude toutefois du fait de l'état de conservation des rares spécimens observés. (Pl. 4, Fig. 92).

Les Chitinozoaires.

Ils sont peu nombreux, peu variés, de grande taille, et leur état de conservation est assez médiocre. Toutefois il s'agit de représentants indubitables du groupe.

Ils s'ajoutent à ceux déjà signalés par Cl. Poumot (1964) pour témoigner de l'existence du groupe au Trémadocien. Ceux que nous présentons ici sont les plus anciens observés à ce jour.

Seul le genre *Eremochitina* est présent dans nos préparations. Notons cependant l'ambiguïté d'une forme telle que la Fig. 100, par rapport à *Velatachitina* Poumot, du fait de l'état de conservation défectueux de nos spécimens. Même remarque pour la Fig. 101 dont la forme évoque déjà celle des *Lagenochitina.*

Eremochitina Taug. et de Jekh., 1960
Eremochitina tremadoca n. sp.
(Pl. 4, Fig. 99 [Holotype])
Préparation 8250 A

Diagnose : Forme générale cylindroïde renflée à la base (claviforme) ; tube oral peu distinct de la panse ; collerette courte ; fond enveloppé d'un manchon ; tégument épais (10 à 15 µ) ; le périderme n'est visible qu'au niveau du fond ; pas d'ornementation.

Dimensions : L = 550 à 950 µ
E = 200 à 250 µ
D = 20 à 30 µ
F = 150 à 180 µ

Discussion : Cette forme ne peut être assimilée à aucune autre existante si ce n'est *Eremochitina*, du fait du débordement du périderre limité au manchon. Celui-ci est souvent cassé.

Remarquons (Fig. 95 à 97) l'emplacement du prosome qui est mis en évidence en lumière réfléchie par la déformation du tégument.

Eremochitina baculata var. grandis nov. var.

(Pl. 4, Fig. 105 [Holotype])

Description : Forme cylindroïde ou légèrement renflée à la base (claviforme) ; manchon (70 à 90 μ) à la base ; pas d'ornementation observable.

Dimensions : L = 680 à 710 μ
E = 150 μ
F = 120 à 150 μ

Discussion : E. baculata Taug. et de Jekh, 1960, et *E. baculata brevis* Benoit et Taug, 1961 sont connus dans l'Ordovicien moyen du Sahara. *E. baculata grandis*, qui a des dimensions doubles de celles-ci, confirme une fois de plus le « gigantisme » des formes les plus anciennes.

Varia.

Il faut noter que la présence de quelques sicules et des morceaux de rhabdosome de Graptolites indéterminés, de quelques fragments « incertae sedis » et d'innombrables débris végétaux, le plus souvent sans structure discernable.

PLANCHE I

Grossissement × 500

FIG.	DENOMINATION	PHOTO	ECHANTILL.	REPERAGE
1	Attritasporites messaoudi n. sp.	906/60	8250 B	2749
2	Attritasporites messaoudi n. sp.	906/31	8250 B	3772
3	Attritasporites messaoudi n. sp.	907/73	8252 A	3090
4	Attritasporites messaoudi n. sp.	888/46	8248 A	3816
5	Attritasporites messaoudi n. sp.	888/68	8248 A	2438
6	Attritasporites messaoudi n. sp.	886/32	8248 A	3713
7	Attritasporites (tétrade)	905/61	8250 A	3299
8	Attritasporites (tétrade)	905/59	»	3199
9	Attritasporites scabra n. sp.	911/71	8248 A	3091
10	Attritasporites scabra n. sp.	884/2	8248 B	3855
11	Attritasporites scabra n. sp.	884/50	»	3068
12	Attritasporites velata n. sp.	884/74	8248 A	2926
13	Attritasporites velata n. sp.	913/44	8249 A	3565
14	Attritasporites velata n. sp.	908/18	8253 A	2990
15	Crassispora cf. kosankei (Pot. et Kr.) Bharad waj. (Carbonifère)	810/37	7166 B	3114
16	Crassispora (tétrade)	809/66	»	2782
17	Cf. Leiotriletes sp.	911/35	8248 B	3226
18	Trachysphaeridium sp. 1	908/66	8257 B	2727
20	Trachysphaeridium sp. 1	913/37	8248 A	
21	Trachysphaeridium sp. 2	888/70	8248 A	2737
22	Trachysphaeridium (?) sp. 3	913/35	8248 A	2932
23	Trachysphaeridium sp. 4	907/32	8251 A	3429
24	Trachysphaeridium sp. 5	913/40	8248 A	3334
25	Lophosphaeridium sp. 1	913/31	8248 B	2886
26	Lophosphaeridium (?) sp. 2	914/42	8248 B	2833
27	Virgatasporides rudi n. sp.	907/34	8252 B	3725
28	Virgatasporides rudi n. sp.	907/23	8251 A	2519
29	Fragment de cuticule (?)	905/37	8250 A	3538
30	Fragment de tissu végétal	911/60	8248 B	3579

PL. I

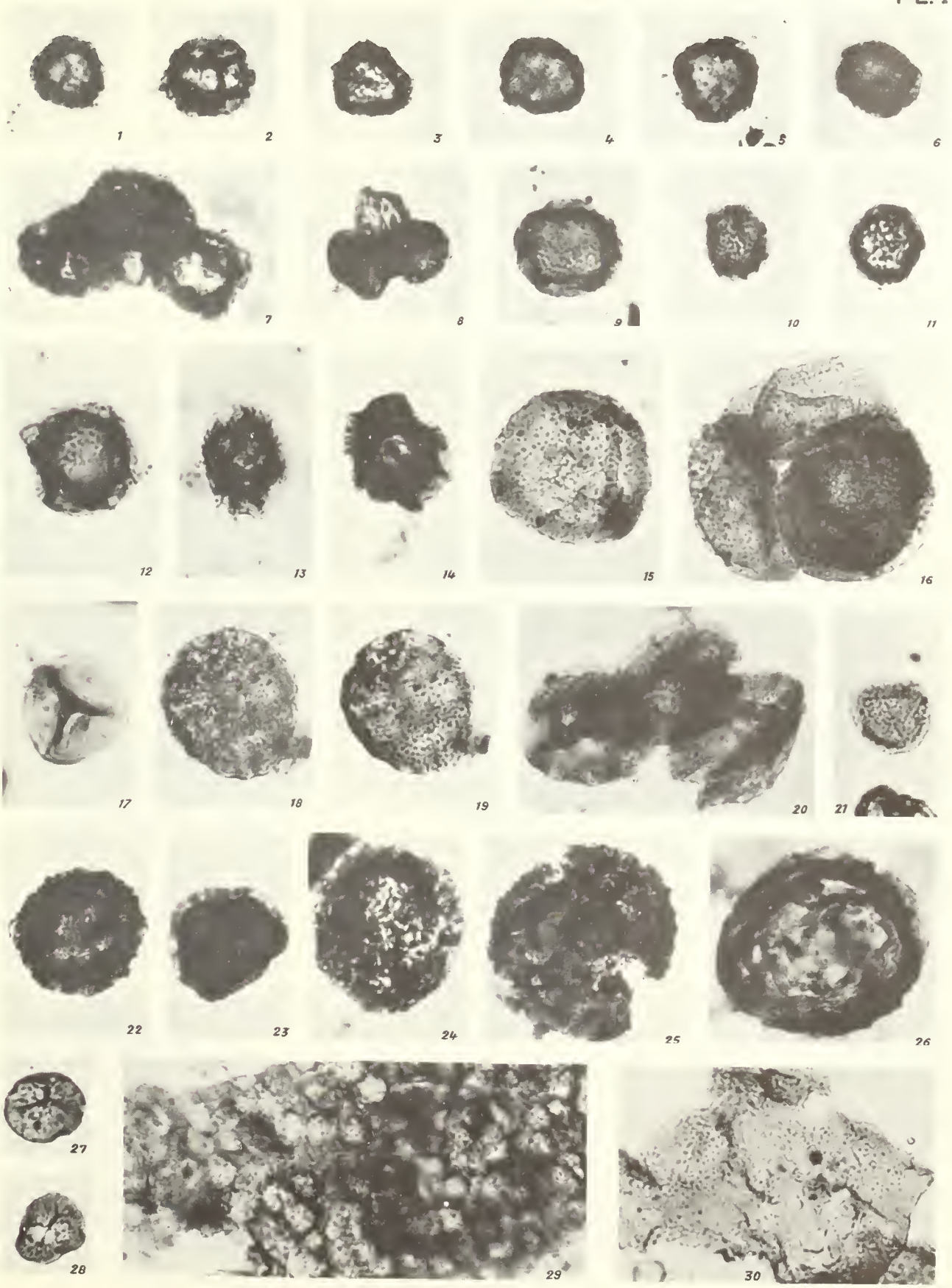
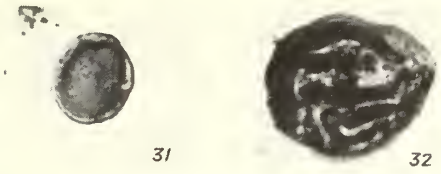

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30

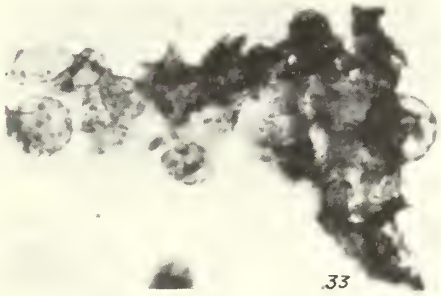
PLANCHE II

Grossissement × 500

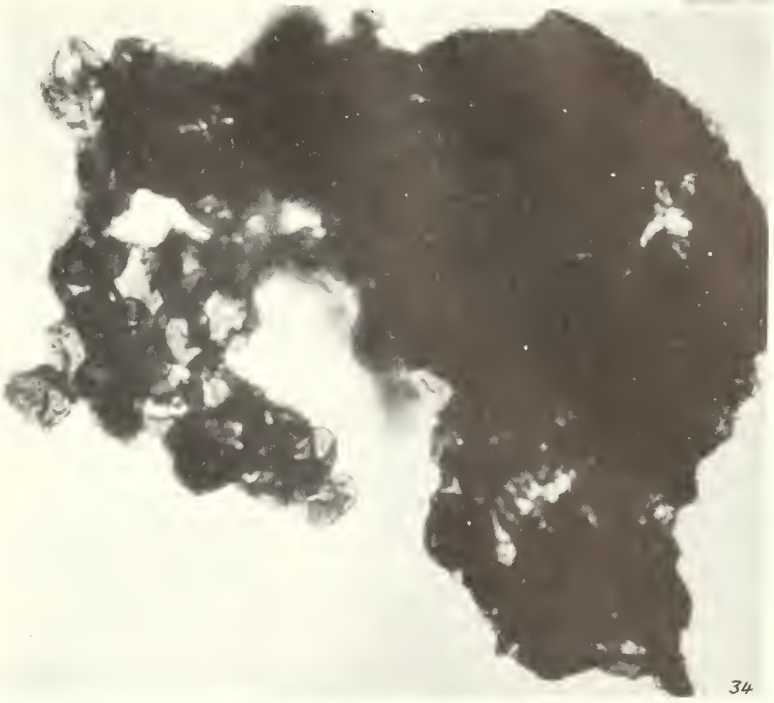
FIG.	DENOMINATION	PHOTO	ECHANTILL.	REPERAGE
31	Synsphaeridium sp. 1	915/28	8219 B	3747
32	Synsphaeridium sp. 2	918/36	»	3211
33	Fragment de tissu et Synsphaeridium	881/43	8218 B	3311
34	Amas de Synsphaeridium enveloppé dans un vestige de tissu	918/17	8251 A	2938
35	Saharidia downiei n. sp.	707/9	6388 A	2542
36	Saharidia downiei n. sp.	193/1	—	—
37	Saharidia fragile Downie (emend)	916/23	8256 A	3895
38	Saharidia fragile Downie (emend)	908/47	»	3863
39	Archeohystrichosphaeridium cf. lüberi Tim., 1959	916/19	8253 A	3962
40	Archeohystrichosphaeridium cf. lüberi Tim., 1959	915/73	8250 B	3486
41	Archeohystriehosphaeridium pentagonum Tim., 1959	916/8	8251 B	2575
42	Vulcanisphaera africanum Deff., 1961	916/53	»	2787



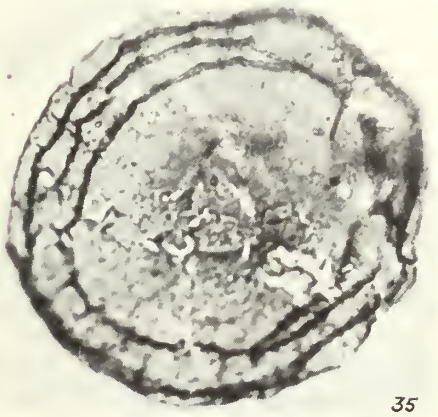
31 32



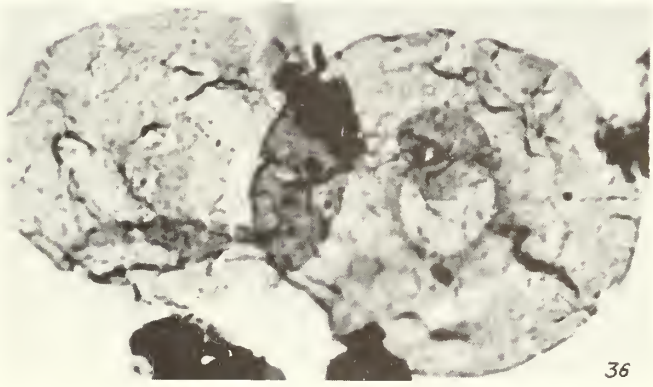
33



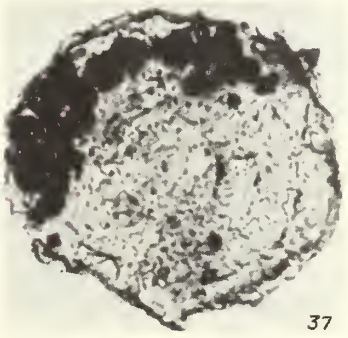
34



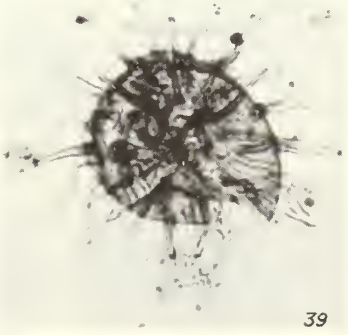
35



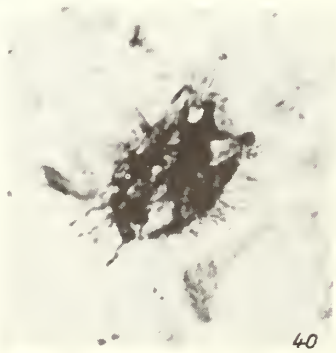
36



37

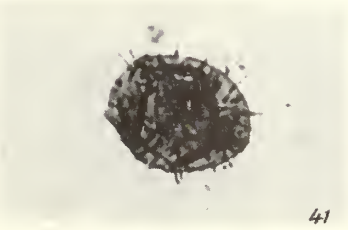


39

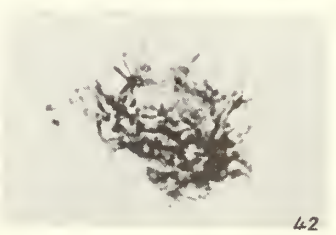


40

38



41



42

PLANCHE III

Grossissement × 500 sauf indication particulière

FIG.	DENOMINATION	PHOTO	ECHANTILL.	REPERAGE
43	Archeohystrichosphaeridium cf. strictum Tim., 1959	916/43	8252 B	3725
44	Acanthodiacrodium simplex n. sp. × 1 000	911/47	8248 B	2630
45	Acanthodiacrodium simplex n. sp.	884/32	»	3157
46	Acanthodiacrodium simplex n. sp.	911/51	»	3127
47	Acanthodiacrodium simplex n. sp.	884/30	»	3807
48	Archeohystrichosphaeridium cf. angulosum Tim., 1959	916/47	8252 A	2582
49	Acanthodiacrodium cf. partiale Tim., 1959	918/1	8251 A	2920
50	Acanthodiacrodium cf. partiale Tim., 1959	916/71	8251 A	3213
51	Acanthodiacrodium cf. seratimum Tim., 1959	916/69	»	2408
52	Acanthodiacrodium cf. seratimum Tim., 1959	907/21	»	3611
53	Baltisphaeridium hirsutoïdes Eis., 1959	916/62	8251 B	3515
54	Baltisphaeridium hirsutoïdes Eis., 1959	916/60	»	3594
55	Baltisphaeridium tuberatum Downie 1958	916/58	»	3593
56	Baltisphaeridium cf. ramusculosum Deflandre, 1945	904/49	8249 B	3529
57	Acanthodiacrodium cf. palmatilobum Tim., 1958	904/53	»	2886
58	Acanthodiacrodium cf. palmatilobum Tim., 1958	911/49	8248 A	2835
59	Acanthodiacrodium cf. petrovi Tim., 1959	904/56	8249 B	2788
60	Dasydiacrodium ornatum n. sp.	886/25	8248 A	2657
61	Dasydiacrodium ramusculosum n. sp.	908/22	8253 A	2941
62	Dasydiacrodium cf. ramusculosum	911/67	8248 A	3144
63	Dasydiacrodium polarum n. sp.	915/31	8249 B	2916
64	Dasydiacrodium cf. eichwaldi Tim., 1959	916/67	8251 A	
65	Priscotheca tumida Deff., 1961	915/36	8249 B	2344
66	Priscotheca raïa Deff., 1961	918/73		2840
67	Acanthodiacrodium angusta (Deff. et Defl.-Rig.) comb. nov.	915/43	8250 A	2981
68	Acanthodiacrodium angusta (Defl. et Defl.-Rig.) comb. nov.	906/10	8250 B	3712
69	Acanthodiacrodium angusta (Defl. et Defl.-Rig.) comb. nov.	915/45	8250 A	3047
70	Acanthodiacrodium angusta (Defl. et Defl.-Rig.) comb. nov.	911/54	8248 B	3177
71	Acanthodiacrodium angusta (Defl. et Defl.-Rig.) comb. nov.	915/26	8249 B	3191
72	Acanthodiacrodium angusta (Defl. et Defl.-Rig.) comb. nov.	881/13	8248 B	
73	Acanthodiacrodium cf. capsulare Tim., 1959	905/33	8250 A	2936
74	Acanthodiacrodium cf. capsulare Tim., 1959	906/12	8250 B	3538
75	Dasydiacrodium cf. sewergini Tim., 1959	885/3	8248 B	2726
77	Dasydiacrodium glabrum n. sp.	916/13	8251 B	3015
76	Trachydiacrodium signatum Tim., 1959	916/36	8253 A	2549
78	Cymatiogalea multarea Deff., 1961	886/1	8248 A	3716
79	Cymatiogalea multarea Deff., 1961	913/9	8248 A	3961
80	Cymatiogalea cf. multarea	916/10	8251 B	2112
81	Cymatiogalea cf. multarea	918/2	8251 A	2115
82	Cymatiogalea cf. cuvillieri Deff., 1961	916/73	8251 A	2711
83	Kyste de Cymatiogalea	916/56	8251 B	3088
84	Kyste de Cymatiogalea	916/49	»	2105
85	Cymatiogalea multiclaustra Deff., 1961	916/6	8251 B	2812
86	Baltisphaeridium cortinula Deff., 1961	904/8	8248 A	2815
87	Archeohystrichospaeridium papillatum Tim., 1959	913/13	»	3215
88	Archeohystrichospaeridium papillatum Tim., 1959, × 1 000	888/41	»	»
89	Veryachium lairdi (Defl.) Deff., 1954 c, × 1 000	906/12	8250 B	—
90	Veryachium lairdi (Defl.) Deff., 1954 c, × 1 000	908/33	8253 B	3016
91	Veryachium lairdi (Defl.) Deff., 1954 c, × 1 000	908/31	»	2716

PL. III

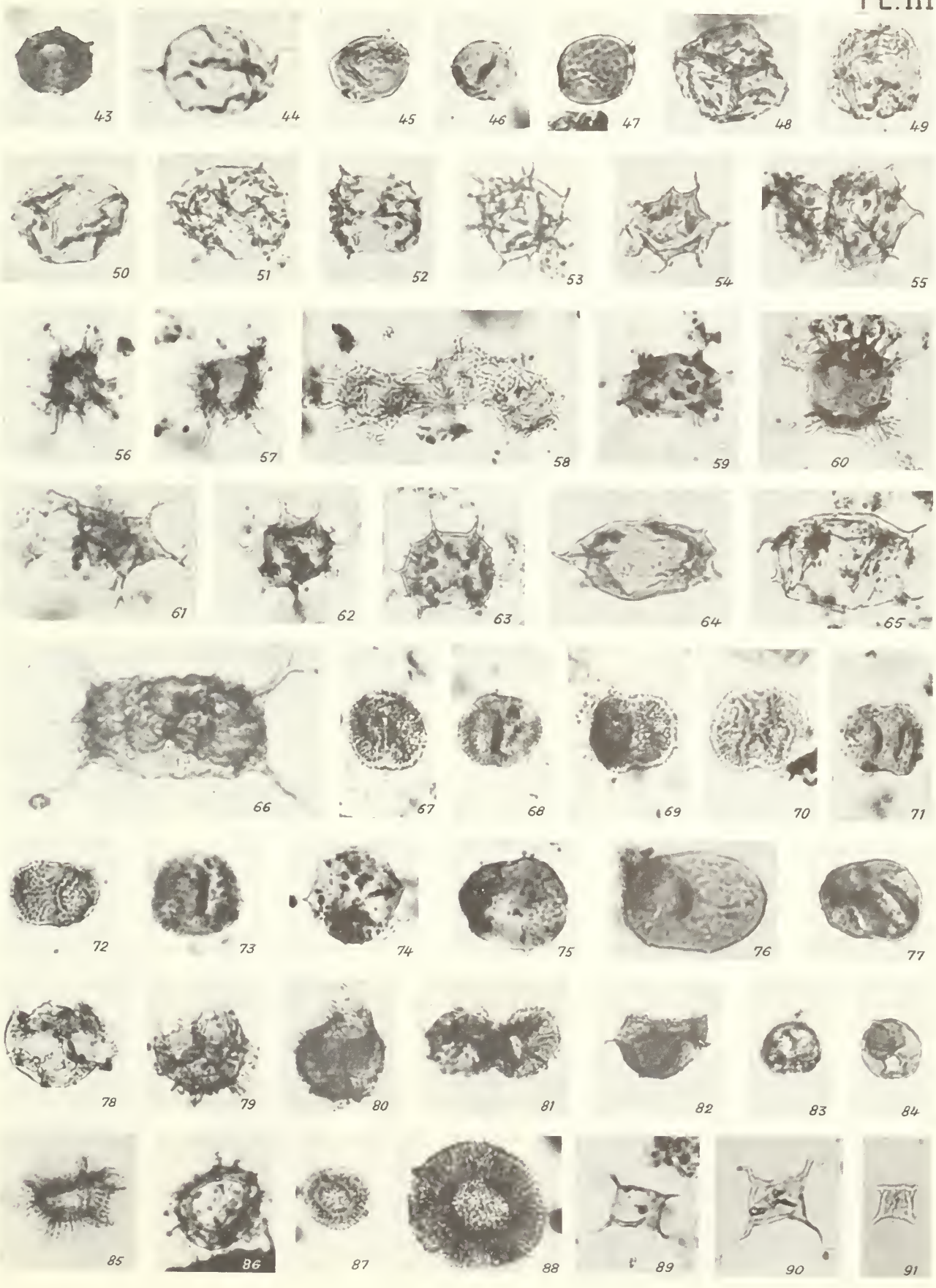
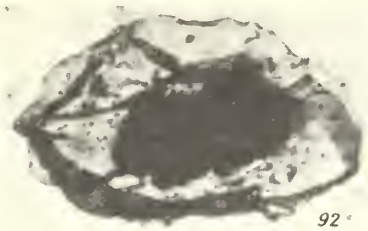

43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
66
67
68
69
70
71
72
73
74
75
76
77
78
79
80
81
82
83
84
85
86
87
88
89
90
91

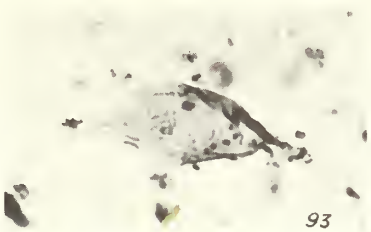
PLANCHE IV

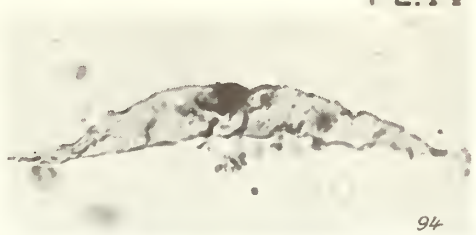
Grossissement × 60 sauf indication particulière

FIG.	DENOMINATION	PHOTO	ECHANTILL.	REPERAGE
92	Pterospermosis sp., × 500	915/62	8250 B	2369
93	Dactyfulosa squama Def., 1961, × 500	918/38	8249 B	3061
94	Dactyfulosa simplex n. sp., × 500	916/21	8251 B	3046
95	Eremochitina tremadoca n. sp.	203/4047-67	8253 E	—
96	Eremochitina tremadoca n. sp.	203/4048-67	»	—
97	Eremochitina tremadoca n. sp., × 125	915/21	»	—
98	Eremochitina tremadoca n. sp.	203/4057-67	»	—
99	Eremochitina tremadoca n. sp., × 125	905/48	8250 A	—
100	Eremochitina sp.	203/4054-67		—
101	Cf. Lagenochitina sp.	203/4053-67		—
102	Eremochitina tremadoca n. sp.	906/62	8250 B	3898
103	Cf. Eremochitina tremadoca n. sp.	905/15	8250 A	3930
104	Eremochitina baculata var. grandis nov. var.	203/4055-67		—
105	Eremochitina baculata var. grandis nov. var.	203/4049-67		—
106	Fragment de Sicule de Graptolite, × 250	915/15	8250 E	—
107	Fragment de Sicule de Graptolite, × 250	915/17	»	—
108	Sicule de Graptolite	203/4051-67		—
109	Fragment de rhabdosome de Graptolite unisérié	915/23	8253 E	—

PL. IV


92


93


94

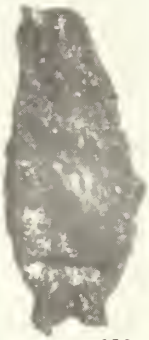
95

96

97

98

99


100

101

102

103

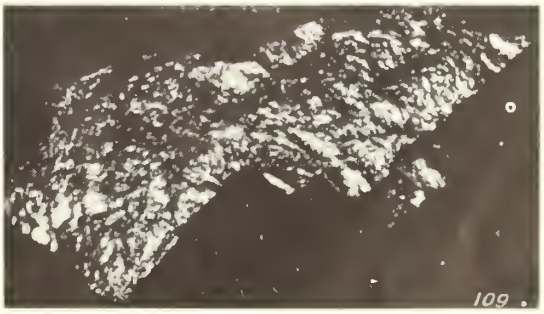
104

105

106

107

108


109

INTERPRÉTATIONS ET DISCUSSIONS

L'ensemble des données rapportées ci-dessus conduit à diverses interprétations dans plusieurs domaines.

Stratigraphie et paléogéographie.

Nous avons vu, en commençant, que les travaux portant sur le microbios trémadocien sont très peu nombreux. La comparaison de celui d'Oni 11 à ceux-ci fait ressortir certaines ressemblances avec les travaux de Downie (1958) et Eisenack (1931) et surtout avec celui de Deunff (1961). Replacé dans le contexte des travaux pétroliers, il se situe aux confins des « zones A » et « B ». Si l'on tente un rapprochement avec l'important ouvrage de Timofeev (1959), on constate un évident parallélisme grâce à l'identification de plusieurs espèces communes. Ceci nous amène, d'après l'échelle proposée par cet auteur, à considérer les « argiles d'El Gassi » comme un équivalent des couches à *Dictyonema*, attribuables toutefois non au Cambrien supérieur comme il l'indique, mais bien à l'Ordovicien inférieur.

Les grès d'El Gassi seraient donc assimilables aux couches à *Obolus* illustrées, selon Timofeev, par une grande abondance de Diacrodiens.

Ainsi, tant par le témoignage de rares macrofaunes récoltées dans la région environnante que du point de vue du microplancton, nous sommes conduits à conférer à l'horizon étudié ici, un âge Trémadocien inférieur.

Les corrélations établies entre plusieurs sondages sahariens, portant notamment sur la fréquence d'*Attrasporites* et de *Saharidia*, fournissent une image satisfaisante de la transgression trémadocienne sur le toit érodé du Cambrien — caractère transgressif souligné par la présence de couches glauconicuses tout comme dans les grès à *Obolus* de Russie.

En outre, la même succession des zones à *Attrasporites* et *Saharidia* est observable depuis le Fezzan jusqu'au Sud tunisien.

Toutefois cette formation, hormis les horizons argileux, fossilifères et gréso-glauconieux de sa partie supérieure, est avant tout constituée de « grès isométriques » stériles ; ceux-ci devant aussi être considérés comme appartenant au cycle ordovicien.

En effet, nous sommes en présence du classique problème des limites entre deux systèmes, qui se pose au Sahara de façon analogue pour les limites Ordovicien-Silurien, Silurien-Dévonien ou Dévonien-Carbonifère.

Ainsi, de la même façon que le Strunien doit être considéré comme le premier terme du Carbonifère, nous avons établi que la formation gréseuse de la base du Dévonien de Libye nommée « Tadrart » par les géologues pétroliers, peut être considérée comme le premier terme du Dévonien succédant à la « formation Acacus » d'âge Ludlowien.

La formation des « argiles microconglomératiques », longtemps considérée comme Ordovicien

supérieur, a été datée Llandovery tant par les macrofaunes que par la palynologie. La formation franchement marine des argiles à Graptolites, qui débute généralement avec le fameux pic de radioactivité gamma, n'est souvent qu'un terme appartenant au Wenlock.

Nul doute que nous avons là un des grands rythmes de l'évolution géologique et sédimentologique. Le mécanisme fondamental, à l'échelle du système, n'était pas différent au passage Cambrien-Ordovicien. De même qu'une discordance souligne dans les cas précités le passage entre deux systèmes, nous avons, ici aussi, une discordance entre les formations cambriennes plus ou moins érodées et les « grès d'El Gassi ». Ceux-ci constituent la série détritique de base, avec des éléments plus ou moins grossiers, ils représentent l'équivalent, beaucoup plus général, du classique conglomérat de base. Il s'agit, dans chaque cas, d'une série continentale ou para-continentale, de complément. Les abondants débris végétaux et les nombreuses Spores à caractère terrestre en donnent le témoignage. C'est l'époque de transition entre le cycle sédimentaire finissant et le suivant. Leurs caractères sont souvent mêlés et d'apparence contradictoire. Deux époques paraissent représentées simultanément, du point de vue biologique en particulier, tant par la survivance temporaire des caractères du système finissant et de l'apparition de ceux qui suivent, que du fait du remaniement éventuel des fossiles de l'époque précédente.

D'autre part, le renouvellement des faunes et des flores s'opère par relais plutôt que par brutale substitution. Les formes inadaptées aux nouvelles conditions mettent parfois un certain temps à disparaître, tandis que les nouvelles ont besoin d'un délai pour s'affirmer.

Du point de vue pétrographique, le caractère détritique souvent grossier voisine avec la présence de glauconie. Les géologues ont toujours spontanément traduit ces contradictions par le terme évocateur de « zone de passage ».

Au stade suivant, la transgressivité marine s'affirmant, l'orogénèse s'apaisant, c'est le règne des sédiments argileux (et carbonatés). Les carbonates sont de plus en plus abondants pour les cycles de plus en plus récents, en relation avec le développement du manteau végétal (phase biostasique, Erhart, 1956).

Puis la série devient progressivement plus détritique en liaison avec les mouvements épirogéniques positifs des aires émergées. C'est la phase rhexistasique et régressive aboutissant à l'émersion et au paroxysme orogénique, enchaînant avec le cycle suivant.

A la fin du Cambrien, le champ d'Hassi-Messaoud se présentait comme un relief émergé soumis à l'érosion. Les premiers matériaux observés sont assez grossièrement détritiques :

Nous observons, en effet, la succession suivante, au-dessus du toit du R 1 :

3 478 - 3 450 : grès quartzite plus ou moins isométrique, légèrement argileux, sans microfossiles, correspondant à un régime para-continental.

3 450-3 442,30 : argiles silteuses noires où l'on distingue, à la base :

— un niveau à Spores probablement terrestres (?) dominantes, mêlées à des populations abondantes de *Diacrodiens* et d'*Herkomorphitae* — ce qui indique la présence proches de terres émergées (?) fournissant les Spores (matériel biodétritique) à un milieu marin peuplé d'un microplancton abondant ;

— au sommet, un niveau où disparaissent Spores et microplancton au profit d'une population monospécifique de *Saharidia* accompagnée de matière organique amorphe abondante.

Cet épisode reflète un milieu particulier correspondant à l'invasion du milieu marin côtier par une population d'Algues à *Leiosphaeridacées* (Combaz, 1967).

3 442,30-3 434 : grès quarzite fin à grossier, isométriques, glauconieux, correspondant à de nouvelles influence détritiques.

On 1, forage voisin, situé à une quinzaine de kilomètres d'Oni 11, nous offre la même succession suivie aussitôt par la formation puissante des argiles d'El Gassi. Celles-ci sont riches en microfossiles, surtout planctoniques, dont les caractères se distinguent sensiblement de ceux des populations étudiées.

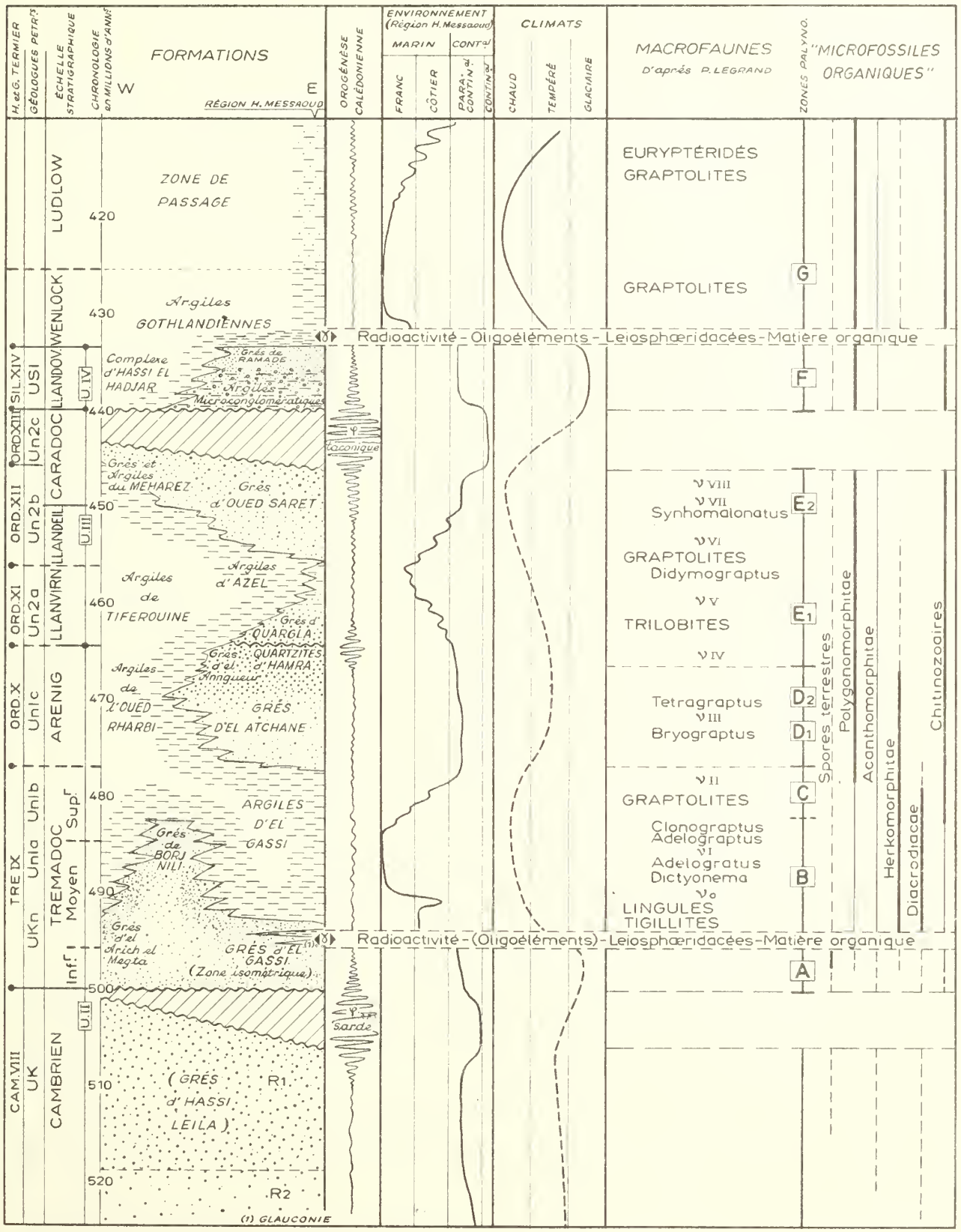


Fig. 5. — ESQUISSE CHRONOLOGIQUE DE L'ORDOVICIEN DU SAHARA

Ainsi, il semble peu probable qu'il y ait eu lacune des argiles d'El Gassi sur Hassi-Messaoud. Celles-ci auraient plutôt été victimes de l'érosion, notamment à l'époque hercynienne. Voir le tableau synthétique proposé Fig. 5.

Paléontologie et paléobiologie.

Le microbios que nous venons d'étudier se caractérise, paradoxalement, à la fois par une grande diversité et une grande « indifférenciation ». Très primitif, il comporte aussi de multiples potentialités discernables dans chacun des groupes représentés.

Les Spores évoquent bien les Spores terrestres — dans des terrains plus récents elles seraient indubitables — cependant, elles ne portent la marque trilète (?) que de façon sporadique. L'ornementation, parfois même la forme générale, sont mal définies. Et pourtant *Virgatasporites* paraît déjà remarquablement évoluée...

Les Leiosphaeridacées sont communes, et se présentent, déjà, comme de bons fossiles de faciès capables de former des populations monospécifiques. C'est le cas de *Saharidia* qui se comporte ici comme *Tasmanites* par exemple au Dévonien ou au Permien.

Synsphaeridium se présente parfois en amas associés à des vestiges végétaux, ce qui correspond aux observations dont j'ai fait état à propos de matériel silurien notamment (Combaz, 1967).

Les *Acanthomorphitae*, *Polygonomorphitae*, *Netromorphitae*, *Pteromorphitae* sont plus ou moins bien représentés et déjà relativement diversifiés.

Quant aux *Herkomorphitae* et *Diacrodiaceae*, ils méritent un intérêt particulier. Les deux groupes sont très abondants. Le premier est au début de son épanouissement maximum, le second est déjà sur son déclin.

a) *Herkomorphitae :* Le genre *Cymatiogalea* ainsi que Deunff l'a signalé, porte un large archéopyle parfois pourvu d'un opercule — Pl. 5, Fig. 81 et Deunff, Pl. 1, Fig. 9 et 10. Mais d'autre part, on observe fréquemment un kyste interne sphéroïde (Pl. 5, Fig. 79, 80, 82). Cet organe a été observé à l'état isolé (Fig. 83 et 84). On notera en effet les fines ponctuations alignées qui dessinent en fait des champs polygonaux, exactement comme si nous étions en présence d'individus immatures du type *Cymatiogalea cuvillieri* Deunff, 1961, Pl. 1, Fig. 2 ou *Cymatiogalea multarea* (Fig. 78). Ainsi donc, ce type de forme pourrait se reproduire par expulsion d'un kyste interne se développant jusqu'au stade « adulte ».

b) *Diacrodiaceae :* La zone médiane impliquant une silhouette allongée, généralement ovoïde ou elliptique ou encore sub-rectangulaire est le principal élément distinctif de ce groupe.

On notera qu'hormis cette « élongation », la similitude est quasi parfaite avec les *Acanthomorphitae* (voir Pl. 3, Fig. 56, 57, 58). Notons aussi la largeur variable de cette zone équatoriale et l'éventuelle présence de stries longitudinales à son niveau (Deunff, 1961, Pl. 3, Fig. 11). Le genre *Pricotheca* Deunff comporte des formes plus ou moins dissymétriques et qui les rapprochent de *Dasydiacrodium*, et plus ou moins ramassées — les formes subcarrées se rapprochant du genre *Veryachium*. Le spécimen de ce genre qui est représenté Pl. 4, Fig. 66 laisse apparaître une curieuse structure interne évoquant un processus de division cellulaire...

Souvenons-nous aussi des pseudo-archéopyles qui apparaissent chez certains spécimens tels que celui de la Fig. 72 et peut-être Fig 76 (?).

Ces observations s'ajoutent à celles de Timofeev (1959), Deunff (1961), Deflandre et Defl.-Rigaud (1962), Deflandre et Foucher (1967), pour évoquer les affinités péridiniennes de ces organismes.

Paléoécologie.

Comme je l'ai exposé plus haut — voir aussi la Fig. 4 — le microbios est extrêmement riche, et composite. Les éléments marins microplanctoniques dans l'ensemble dominent. Cependant les Spores végétales (1) sont abondantes dans le bas de la

(1) De plantes supérieures probablement terrestres (?) et attribuables, selon Naoumova (1960), aux Psilophytales.

séquence argileuse et témoigneraient, en tant qu'éléments terrestres (?) bio-détritiques de la proximité du continent. Le haut de notre brève séquence est, par contre, caractérisé par un environnement particulier du fait de l'abondance, voire la présence exclusive des *Saharidia*. En même temps s'est accrue la teneur en matière organique amorphe. Ce palynofaciès, qui, ici encore, coïncide avec une zone caractérisée par une importante radio-activité, n'est pas sans évoquer celui si typiquement illustré au cours des époques suivantes par les Leiosphaeridacées auxquelles s'apparente d'ailleurs le genre *Saharidia*.

Ainsi peut-on discerner au début d'une séquence transgressive le long d'une côte basse, le même environnement qu'à la base des argiles gothlandiennes : sédimentation argilo-silteuse en milieu réducteur enrichi en uranium et oligo-éléments où proliféraient des algues dont sont certainement issues nos *Saharidia*.

CONCLUSIONS

En résumé, nous parvenons au schéma stratigraphique suivant :

Sur le substratum Cambrien érodé des grès d'Hassi-Messaoud (R 1, R 2, R 3) repose la formation gréso-quartzitique (dite zone isométrique) des « grès d'El Gassi », comportant quelques passées argilo-silteuses et notamment un niveau marqué par une forte radio-activité γ. Cette formation est la « zone A » des palynologistes pétroliers et son âge est Trémadocien inférieur.

Les « microfossiles organiques » observés permettent cette datation par référenee notamment aux travaux de Timofeev dans la région Baltique. Elle est assimilable aux eouehes à *Obolus*. Vers son sommet se place un horizon argilo-silteux radio-actif à Leiosphaeridacées (*Saharidia* n. g.) observable dans les régions d'Hassi-Messaoud, El Gassi, Erg-el-Anngueur, Djeffara tunisienne et libyenne, Fezzan.

La formation des « argiles d'El Gassi », absentes à Oni 11, mais en partie eonservée à On 1 par exemple, est la « zone B » de notre échelle pratique, son âge est Trémadoeien moyen et eorrespond aux « schistes à *Dictyonema* ». Elle présente des caractères nettement plus marins que la formation sous-jacente et le mieroplancton y est très abondant.

En fait, il serait plus logique de faire commeneer la « zone B » à la base du niveau radio-actif à *Saharidia*, qui marque le début de la transgression et s'oppose à la « zone A » à Spores où dominent nettement les influences terrestres. Pour la même raison, on devrait situer, au même niveau, la base de la formation dite des «argiles d'El Gassi » par analogie aux argiles gothlandienes qui débutent à la base du pic γ, tandis que les « grès d'El Gassi » (isométriques) seraient comparables aux « argiles micro-conglomératiques » du cycle silurien.

Notons que ees eonclusions stratigraphiques s'accordent, dans une large mesure, avee celles auxquelles parvint Ph. Legrand (1966) sur la base des données maeropaléontologiques.

Pour finir, rappelons la richesse de cette époque qui marque l'aube de l'Ordovicien, du point de vue des microfossiles organiques... Tant chez les Spores terrestres qu'au sein du plancton, et que chez cette population de Leiosphaeridacées intermédiaire du point de vue éeologique, on discerne, à l'état potentiel, maints earaetères des époques suivantes.

Cette étape primitive paraît révéler un stade morphologique eneore malléable, « informé », à partir duquel la phylogénèse va développer ses thèmes évolutifs.

BIBLIOGRAPHIE

COMBAZ (A.), 1967. — Leiosphaeridacées EIS., 1954 et Protoleiosphaeridacées TIM., 1959 ; leurs affinités, leur rôle sédimentologique et géologique. *Review of Paleobotany and Palynology*, 1, 309-321, 4, pl. h.-t.

COMBAZ (A.), LANGE (F.-W) et PANSART (J.), 1967. — Les Leiofusidae EISENACK, 1938. *Review of Paleobotany and Palynology*, 1, 291-307, 3 fig., 2 pl. h.-t.

DEFLANDRE (G.) et DEFLANDRE-RIGAUD (M.), 1962. — Nomenclature et systématique des Hystrichosphères (sens lat.). Observations et rectifications. *Rev. Micropal.*, 4, n° 4, p. 190-196.

DEFLANDRE (G. et M.), 1964. — Acritarches I. Polygonomorphitae. Netromorphitae pro parte. Fichier Micropal. Gén. série 12. *Arch. orig. Centre de documentation C.N.R.S.*

DEFLANDRE (G.) et FOUCHER (J.-C.), 1967. — Diacrocanthidium nov. gen., Diacrodien présumé du Crétacé, pourvu d'un archéopyle. Affinités péridiniennes des Diacrodiens ? Cahiers de micropal. Série 1, n° 5. *Arch. orig. Centre de documentation C.N.R.S.*, 1967, n° 439.

DEUNFF (J.), 1954. — Veryhachium, genre nouveau d'Hystricosphères du Primaire. C.R. somm. Soc. géol. de Fr.

DEUNFF (J.), 1961. — Un microplancton à Hystricosphère dans le Trémadocien du Sahara. *Rev. Micropal.*, vol. IV, n° 1, p. 37-52.

DEUNFF (J.), 1964. — Systématique du microplancton fossile à Acritarches. Révision de deux genres de l'Ordovicien inférieur. *Rev. de Micropal.*, vol. VII, n° 2, p. 119-124.

DOWNIE (Ch.), 1958. — An assemblage of microplankton from the Shineton Shales (Tremadocian). *Proceed. of the Yorkshire Geol. Soc.*, vol. XXXI, part. 4, n° 12, p. 331-349, 2 pl., 5 fig.

DOWNIE (Ch.), 1960. — Deunffia and Domasia, new genera of hystrichospheres. *Micropaleontology*, vol. VI, n° 2, p. 197-202.

DOWNIE (Ch.), 1966. — The geological history of the microplankton. *Review of Paleobotany and Palynology*, 1, 269-281.

DOWNIE (Ch.), EVITT (W.R.) et SARJEANT (W.A.S.), 1963. — Dinoflagellates, Hystrichosphres and the classification of the Acritarches. *Stanford Univ. Publ. Geol. Sc.*, VII, 3, p. 3-16.

DOWNIE (Ch.) et SARJEANT (W.A.S.), 1963. — On the interpretation and status of some hystrichospheres genera. *Paleontology*, vol. VI, 1, p. 83-96.

Downie (Ch.) et Sarjeant (W.A.S.), 1964. — Bibliography and index fossil dinoflegellates and Acritarehes. *Th. Geol. Soc. of America*, Mem. 94, New York.

Eisenack (A.), 1931. — Neue mikrofossilien des baltisehen Silurs. I. *Paleont. Z.B.*, p. 74-118, 5 fig., 5 pl. h.-t., Berlin.

Gorka (H.), 1967. — Quelques nouveaux Acritarches des silexistes du Trémadoeien supérieur de la région de Kielee (Montagne de Sainte-Croix, Pologne). *Cahiers de Micropal.*, série 1, n° 6. *Arch. orig. Centre de documentation C.N.R.S.*, n° 441.

Legrand (Ph.), 1962. — Comparaison des séries cambro-ordovieiennes reconnues en affleurement dans la région d'Amguid et en forage au centre du bassin saharien oceidental. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7 (4), p. 132-135.

Legrand (Ph.), 1964. — Deux nouvelles espèces du genre *Adelograptus* (Graptolites) dans l'Ordovicien inférieur du Sahara algérien. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. VI, p. 295-304.

Legrand (Ph.) et Nabos (G.), 1962. — Contribution à la stratigraphie du Cambro-Ordovicien dans le bassin saharien oecidental. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7 (4), p. 123-131.

Norris (G.) et Sarjeant (W.A.S.), 1965. — A description index of genera of Fossil dinophyceae and Acritareha. *New Zeland Geol. Surv. Paleont. Bull.* 40.

Poumot (Cl.), 1964. — Trois nouveaux genres de Chitinozoaires de l'Ordovicien. *C.R. du Sem. de Bordeaux. Ed. Lab. C.F.P., Bordeaux.*

Termier (H. et G.), 1964. — Les temps fossilifères. I. Paléozoïque inférieur. *Masson*, Paris, p. 259-276.

Timofeev (B.V.), 1959. — La plus aneienne flore des régions de la Baltique et sa signification stratigraphique. Leningrad.

Volkova (N.A.), 1965. — Sur la nature et la elassifieation des mierofossiles d'origine végétale du Préeambrien et du Paléozoïque inférieur. *Paleontol. Zh. S.S.R.R.*, n° 1, p. 13-25.

Documents internes.

Cravatte (J.), Matharel (M.), Rouge (P.), 1966. — Etude pétrolière du môle d'El Biod et du Trend de Gassi Touil. Paléoteetonique. Formation et migration des hydrocarbures. R 5028/A-B.

Legrand (Ph.), 1966. — Contribution à l'étude de la faune des grès d'El Gassi dans la région de l'oued Mya. R.G. 1093.

Matharel (M. de), 1965. — Etude de synthèse du Cambro-Ordovieien. R.G. 1063.

ACHEVÉ D'IMPRIMER
LE 10 DÉCEMBRE 1968
SUR LES PRESSES DE
L'IMPRIMERIE
GUY DUCROS
44, RUE DE MADRID
BORDEAUX
(FRANCE)

Dépôt légal 4e trimestre 1968

DEC
1972
1

MCZ ERNST MAYR LIBRARY
3 2044 128 439 718

Date Due

APR 3 1994